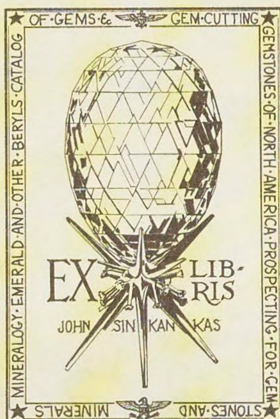
Prof. P. ALOISI

I MINERALI DELLE ROCCE

E LA LORO DETERMINAZIONE
PER MEZZO DEL MICROSCOPIO

MILANO - ULRICO HOEPLI - EDITORE


MINERALOGY·EMERALD·AND·OTHER·BERYLS·CATALOG
OF·GEMS·&c GEM·CUTTING
GEMSTONES·OF·NORTH·AMERICA·PROSPECTING·FOR·GEM
STONES·AND MINERALS
EX LIBRIS
JOHN SINKANKAS


MANUALI HOEPLI

I MINERALI DELLE ROCCE

MANUALI HOEPLI

PROF. P. ALOISI
Direttore dell'Istituto di Mineralogia
della R. Università di Firenze

I MINERALI DELLE ROCCE

E LA LORO DETERMINAZIONE PER MEZZO DEL MICROSCOPIO

Con 129 figure, tabelle ed una tavola cromolitografica



ULRICO HOEPLI
EDITORE-LIBRAIO DELLA REAL CASA
MILANO

1929

1929. - Firenze, Tipografia " L'Arte della Stampa ", Successori Landi.

PREFAZIONE

Mi sono sobbarcato alla non lieve fatica di scrivere il presente manuale, mosso dal desiderio di procurare, a chi si interessa allo studio delle rocce, una guida pratica e facile, per il riconoscimento dei minerali nelle sezioni sottili.

Esistono, in italiano, due soli libri di petrografia, la *Guida al corso di litologia* del mio indimenticabile Maestro, prof. ANTONIO D'ACHIARDI, e *Le rocce* del compianto prof. E. ARTINI. Il primo è un libro ottimo, che ha contribuito moltissimo alla diffusione della scienza delle rocce in Italia, ma rimonta al 1888, e da allora in poi i metodi di studio ed i dati sulle proprietà dei singoli minerali hanno fatto passi giganteschi. Nel manuale dell'ARTINI, scritto con grande chiarezza ed equilibrio, per evidenti ragioni di armonia di sviluppo, la parte che si riferisce alla determinazione dei minerali non ha l'ampiezza necessaria per servire di guida in uno studio che, per il principiante, offre qualche difficoltà.

Chi vuol quindi determinare i minerali con il microscopio, è costretto a ricorrere ai libri stranieri, più che altro a quelli tedeschi, perchè principalmente in tedesco esistono testi adattati per le varie esigenze, brevi manuali per i principianti e grossi trattati di più volumi per il petrografo già provetto.

Neanche in francese c'è nulla che possa servire, giacchè la sola opera, e fondamentale, in questo campo, *Les minéraux des roches* di MICHEL LÉVY e LACROIX, è, essa pure, del 1888.

Nei libri tedeschi sopra accennati, avrei potuto trovare dei modelli da seguire nella compilazione del mio; ho preferito però di procedere altrimenti e cioè di seguire una via di mezzo. Il mio manuale vuole essere alla portata di chiunque abbia le nozioni fondamentali della mineralogia e, nello stesso tempo, il più possibile completo ed esatto; perciò, pure astraendo da tutto quello che ha soltanto interesse teorico, ho curato, sia nella descrizione dei metodi, sia in quella dei singoli minerali, di riportare tutti i dati che concorrono a facilitare il cómpito dello studio microscopico, quello cioè della diagnosi esatta dei componenti delle rocce.

A guisa di introduzione, in poche pagine, ho richiamato alcuni concetti fondamentali di ottica cristallografica, utili per ben comprendere tutto il resto del libro.

Nella prima parte ho descritto i metodi di studio, scegliendo soltanto quelli che la mia ormai lunga esperienza di studioso e di insegnante mi ha mostrato semplici, rapidi e sicuri. Certo qualcuno mi farà carico di aver tralasciato il metodo detto universale, oggi tanto di moda; mi prendo la colpa, se c'è, perchè l'ho fatto apposta, ma, mi sembra, a ragion veduta. Una esposizione sommaria, data l'indole del libro, non avrebbe servito proprio a nulla e, d'altra parte, la trattazione esauriente avrebbe di troppo accresciuta la mole del manuale. Non si deve poi dimenticare che questo libro è scritto, più che altro, per uso dei principianti; ora la tecnica della piattaforma di FEDOROW non mi pare fatta per invogliare i neofiti!

Nella seconda parte sono descritti i minerali; ne ho esclusi pochi, rarissimi come componenti di rocce, e, inoltre, quelli molto facilmente solubili nell'acqua, che non si trovano nelle sezioni usuali. Di ogni minerale sono dati i caratteri, con speciale riferimento a quelli che servono per la determinazione; inoltre per la massima parte, sempre per quelli importanti, ho descritto assai ampiamente l'aspetto nelle sezioni e le principali osservazioni da fare nei singoli casi; ho indicato anche i caratteri che servono per distinguere un minerale da quelli con aspetto simile, e, quando mi è sembrato opportuno, le reazioni microchimiche più tipiche.

Molto brevemente sono ricordati i tipi di rocce nei quali si trovano i diversi minerali; non ho quasi mai dato indicazioni di località, chè esse riescono sempre più o meno scomplete ed arbitrarie: solo in qualche caso ho fatto eccezione, per provenienze, a mio giudizio, nuove o mal conosciute. Nella indicazione delle rocce ho sempre usata la terminologia, diciamo così, classica; i nomi nuovi, dei quali oggi si usa e si abusa, sono quasi sempre ingiustificati, e servono soltanto di inutile peso alla memoria.

Le figure, tutte disegnate da me, sono in buona parte schematiche; ho potuto constatare che riescono le più utili.

Le tabelle stampate in appendice, servono per un primo orientamento, quando nella determinazione si segua il metodo da me consigliato nel Cap. VI della prima parte; nella seconda tabella i minerali sono disposti secondo l'indice di rifrazione e nella terza, senza distinzione di sistema, in ordine della crescente potenza birifrattiva.

Nella compilazione del libro mi sono servito specialmente delle opere indicate qui appresso; son ri-

corso anche a numerose memorie speciali, fra le quali credo di citare le due importantissime, di LARSEN (*The microscopic determination of the nonopaque minerals*. Un. St. Geol. Surv., Bull. 679. Washington, 1921) e di DUPARC e REINHARD (*La détermination des plagioclases dans les coupes minces*. Mem. Soc. de phys. et d'hist. nat., XL, 1. Genève, 1924).

L'Editore e lo Stampatore hanno contribuito molto alla buona riuscita dell'edizione, il primo secondando, con la maggior larghezza, ogni mio desiderio, l'altro curando con amore e con la ben nota perizia la stampa del volume; ad entrambi esprimo qui i miei vivi ringraziamenti. Mi piace poi anche di ricordare il Litografo: mercè la sua abilità la tavola a colori, di esecuzione molto difficile, può stare a pari, mi sembra, con le migliori pubblicate all'estero.

Io spero che il mio manuale valga a maggiormente diffondere da noi una disciplina che, certo, non è conosciuta quanto merita, e che può recare utili servigi anche al di fuori del campo strettamente scientifico; se a questo giungerà, mi riterrò ampiamente compensato delle fatiche che mi è costata la sua compilazione.

Firenze, novembre 1928.

PIERO ALOISI.

OPERE CONSULTATE

DUPARC L. et PEARCE F., *Traité de technique minéralogique et pétrographique. I, Les methodes optiques.* Leipzig, 1907.

IDDINGS J. P., *Rock Minerals.* New York, 1911.

JOHANNSEN A., *Manual of petrographic methods.* New York, 1914.

REINISCH R., *Petrographisches Praktikum. I.* Berlin, 1914.

ROSENBUSCH H., *Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien. I, II.* Leipzig, 1921-27.

WEINSCHENK E., *Das Polarisationsmikroskop.* Freiburg im Br., 1925.

WEINSCHENK E., *Die gesteinsbildende Mineralien.* Freiburg im Br., 1915.

WINCHELL N. H. and A. N., *Elements of optical mineralogy.* New York, 1909.

INDICE SISTEMATICO

INTRODUZIONE.

PARTE PRIMA.

I METODI DI STUDIO.

PARTE SECONDA.

I MINERALI.

INTRODUZIONE

Avvertenza. – Per la simboleggiatura cristallografica mi sono attenuto alle seguenti regole, generalmente seguite da tutti: ho racchiuso in parentesi a grappe i simboli delle forme e così, p. es., {321} indica il complesso delle facce costituenti tale forma semplice; per indicare una faccia ne ho messo il simbolo in parentesi tonde, e quindi (321), per es., rappresenta una determinata faccia della forma {321}; i simboli fra parentesi quadre si riferiscono a spigoli od assi di zona; i tre assi cristallografici, delle x, delle y e delle z, sono indicati tanto con le tre lettere *a*, *b*, *c*, quanto con i simboli [100], [010], [001]; nel sistema trimetrico ho talora indicati i pinacoidi {100} e {010} come macropinacoide e brachipinacoide; nel sistema monoclino l'asse *b*, o [010], l'ho chiamato qualche volta ortoasse, il pinacoide {010} clinopinacoide, quello {100} ortopinacoide. I segni P. sp. e D. significano, rispettivamente, peso specifico e durezza, n, per le sostanze monorifrangenti, l'indice di rifrazione.

INTRODUZIONE

§ 1. Movimento vibratorio. – I fenomeni luminosi si possono considerare originati da movimenti vibratori, qualunque sia la natura loro.

Le vibrazioni luminose sono trasversali rispetto alla direzione di propagazione; la forma della traiettoria che le particelle vibranti descrivono può essere rettilinea, circolare, ellittica, ma noi considereremo soltanto vibrazioni rettilinee.

Si chiama ampiezza della vibrazione (a) il segmento compreso fra la posizione di riposo della particella vibrante e quella più distante dalla posizione stessa, raggiunta durante la vibrazione.

Periodo di una oscillazione (τ) è il tempo impiegato dalla particella per compiere un'oscillazione completa.

La fase (φ) indica la posizione della particella sulla sua traiettoria, al momento considerato; essa può essere espressa in frazioni di periodo.

Lunghezza d'onda (λ) è la più piccola distanza, sulla direzione di propagazione, fra due particelle che si trovano nella stessa fase.

Se indichiamo con V la velocità con la quale si propaga il movimento vibratorio, avremo:

$$V = \frac{\lambda}{\tau}.$$

Data questa relazione fra λ e τ, possiamo esprimere una differenza di fase fra due particelle vibranti, sia in frazioni di periodo, sia in frazioni di lunghezza d'onda, nel qual caso facciamo corrispondere la differenza di fase ad una differenza di cammino percorso.

Con l'ampiezza della vibrazione è in relazione l'intensità della luce, con la lunghezza d'onda il suo colore; nel passaggio da un mezzo ad un altro varia la velocità della luce e, per conseguenza, deve variare il secondo membro della eguaglianza prima riportata: si ammette che resti costante τ e che cambi quindi λ.

Nel vuoto, ed anche approssimativamente nell'aria, la velocità di propagazione delle luci di vario colore è la stessa; negli altri mezzi essa è diversa.

§ 2. Superficie d'onda ed onda piana. – Supponiamo che in un certo istante si inizi, in un punto di un mezzo omogeneo, un movimento vibratorio; dopo un certo tempo, p. es. dopo l'unità di tempo, questo movimento si sarà trasmesso, nelle varie direzioni, fino a distanze, dal punto di origine, proporzionali alla velocità di propagazione nelle direzioni stesse; se il mezzo è otticamente isotropo, tali distanze saranno tutte uguali, se è otticamente anisotropo, esse saranno diverse.

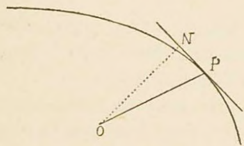


Fig. 1.

I punti ai quali è giunto il movimento si troveranno dunque sopra una sfera nel primo caso, sopra una superficie diversa dalla sfera nel secondo; tutte le particelle situate sopra le dette superfici (*superfici d'onda*) vibreranno in concordanza di fase.

Uniamo il punto di origine del movimento (O, fig. 1) con un punto qualsiasi, P, della superficie d'onda;

la OP ci rappresenta un raggio luminoso. Conduciamo, per il punto P un piano tangente alla superficie d'onda; questo piano si chiama *fronte dell'onda* od *onda piana* relativa al raggio OP.

Se il mezzo è isotropo, essendo la superficie d'onda sferica, il raggio è perpendicolare all'onda piana; se è anisotropo il raggio, in generale, è inclinato sull'onda piana relativa e perciò la direzione di propagazione, OP, del raggio e quella, ON, dell'onda piana (*normale d'onda*) non coincidono, e diverse sono le due velocità di propagazione.

Nei problemi pratici di ottica mineralogica si ha a che fare, quasi sempre, con onde piane e normali d'onda invece che con superfici d'onda e raggi.

Le vibrazioni avvengono nell'onda piana e quindi, in generale, sono perpendicolari alla normale d'onda ed inclinate sul raggio; nei mezzi isotropi, coincidendo raggio e normale d'onda, le vibrazioni sono perpendicolari anche ai raggi.

§ 3. Luce naturale e luce polarizzata. – Si dice *luce naturale* quella le cui vibrazioni, nel piano trasversale alla propagazione, avvengono in direzione qualsiasi, anzi in direzione continuamente variabile (fig. 2). Con mezzi vari si può ottenere della luce per la quale non esiste più questa libertà: le vibrazioni avvengono tutte in un piano, comprendente la direzione di propagazione (figura 3), detto appunto *piano di vibrazione*; il piano perpendicolare a quello di vibrazione, e passante esso pure per la direzione di propagazione, si chiama *piano di polarizzazione*; la luce che ha così acquistato proprietà particolari, connesse con una certa

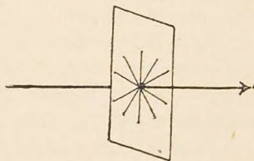


Fig. 2.

direzione, è detta *luce polarizzata* e, nel caso speciale considerato, di vibrazioni rettilinee, polarizzata rettilineamente.

Ho detto poc'anzi che luce polarizzata si può ottenere in vari modi; considereremo soltanto quella che si ha quando la luce attraversa i cristalli, tranne quelli monometrici che sono otticamente isotropi.

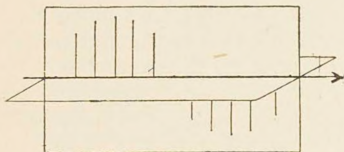


Fig. 3.

I cristalli, all'infuori sempre dei monometrici, presentano il noto fenomeno della doppia rifrazione; la luce che ha subìto questo sdoppiamento è, appunto, polarizzata [1]. Ogni direzione di cristallo birifrangente, in generale, può trasmettere contemporaneamente due onde piane e due sole, le cui vibrazioni sono perpendicolari fra di loro; queste due onde piane si trasmettono con velocità diverse.

§ 4. Indicatrice ottica. – Un problema fondamentale dell'ottica mineralogica è quello di determinare le direzioni di vibrazione e le velocità di propagazione, delle due onde piane che si trasmettono in una data direzione in un cristallo; questo problema si risolve ricorrendo ad una superficie ausiliaria, detta *indicatrice ottica*.

Consideriamo un punto, O, nell'interno di un cristallo; in una direzione qualsiasi, passante per O, avvengono delle vibrazioni, che originano un'onda piana la quale si trasmette in una certa direzione,

(1) In tutto quello che segue faccio astrazione sempre dai cristalli con polarizzazione rotatoria; uno solo dei minerali importanti petrograficamente, il quarzo, la presenta, ma con la sottigliezza delle sezioni che in generale si studiano, il potere rotatorio del quarzo non è apprezzabile.

perpendicolare e quella nella quale avvengono le vibrazioni; sulla direzione di vibrazione riportiamo un segmento proporzionale all'indice di rifrazione dell'onda piana suddetta e ripetiamo questa costruzione per tutte le direzioni irradianti da O. Le estremità dei segmenti così ottenuti sono situate, nel caso più generale, sopra un'ellissoide a tre assi che è appunto l'indicatrice ottica (fig. 4); ogni raggio vettore di questa indicatrice rappresenta quindi l'indice di rifrazione dell'onda piana, che ha le sue vibrazioni parallele al vettore stesso (1).

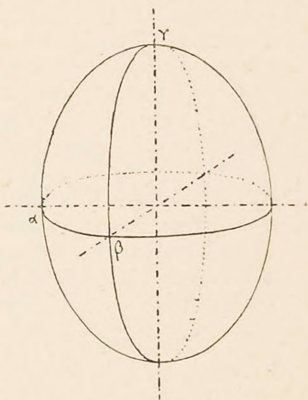


Fig. 4.

Le lunghezze dei tre semiassi dell'indicatrice si indicano con le lettere α, β, γ, essendo $\alpha < \beta < \gamma$; corrispondono ai tre *indici di rifrazione principali*.

In una qualunque ellissoide a tre assi, questi sono assi di simmetria binaria ed i tre piani, che comprendono ciascuno una coppia di detti assi, sono piani di simmetria dell'ellissoide. Nel caso dell'indicatrice i tre assi saranno assi di simmetria per le proprietà ottiche del cristallo e così i tre piani suddetti, o *sezioni principali* dell'indicatrice, saranno piani di simmetria ottica.

Ogni piano che incontri un'ellissoide e che passi per il centro, la taglia secondo una ellisse; esistono

(1) È ovvio che l'indicatrice si immagina costruita, caso per caso, per un dato cristallo e per una data lunghezza d'onda.

però due piani, che si incontrano secondo l'asse medio, i quali tagliano l'ellissoide secondo delle circonferenze (*sezioni cicliche*) di raggio uguale all'asse medio stesso (fig. 5).

Consideriamo ora una direzione qualsiasi, ON (fig. 6); sappiamo che in tale direzione si propa-

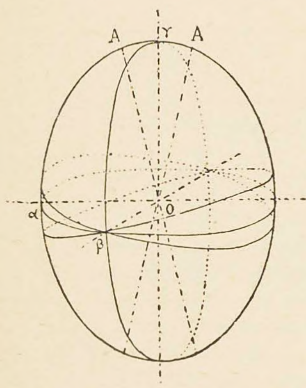


Fig. 5.

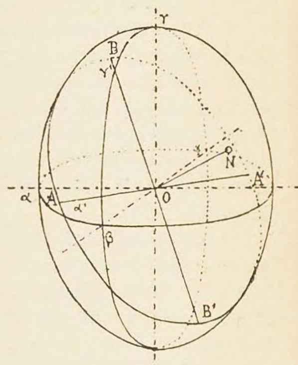


Fig. 6.

gano due onde piane, con velocità diverse, originate da vibrazioni perpendicolari fra di loro e perpendicolari ad ON; conduciamo per O un piano normale ad ON, che taglierà l'indicatrice secondo l'ellisse A, B, A′, B′: i semiassi OA ed OB di questa ellisse, rappresentano con le loro direzioni le direzioni di vibrazione delle due onde piane che si trasmettono secondo ON, e con le loro lunghezze gli indici di rifrazione delle onde piane stesse. Le lunghezze di tali semiassi saranno, in generale, comprese fra α e β l'una, fra β e γ l'altra ed indicheremo la prima con α', la seconda con γ': sarà $\alpha' < \gamma'$.

Com'è noto le velocità di propagazione sono le inverse degli indici di rifrazione: le due onde piane considerate si propagheranno quindi con velocità $\frac{1}{\alpha'}$ ed $\frac{1}{\gamma'}$, essendo evidentemente $\frac{1}{\alpha'} > \frac{1}{\gamma'}$; inoltre l'onda più veloce sarà quella che ha le sue vibrazioni parallele ad α' e viceversa.

Come si vede dunque, l'indicatrice ci permetterà sempre di conoscere le velocità di propagazione e le direzioni di vibrazione delle due onde piane che si trasmettono in una direzione qualsiasi.

§ 5. Propagazione delle onde piane nelle diverse direzioni. – Consideriamo ora qualche caso particolare:

a) La direzione di propagazione coincide con uno degli assi dell'indicatrice. Il piano normale a tale direzione coincide allora con una sezione principale e le lunghezze dei due semiassi dell'ellisse di intersezione corrispondono a due degli indici principali: così nella direzione α si propagheranno due onde piane con velocità $\frac{1}{\beta}$ e $\frac{1}{\gamma}$; in quella β con velocità $\frac{1}{\alpha}$ ed $\frac{1}{\gamma}$; in quella γ con velocità $\frac{1}{\beta}$ e $\frac{1}{\alpha}$.

b) Per tutte le direzioni di propagazione che giacciono in una sezione principale, le diverse ellissi che si ottengono hanno un semiasse a comune, e precisamente quello perpendicolare alla sezione principale considerata; per conseguenza nelle direzioni suddette una delle due onde piane avrà indice di rifrazione (e quindi velocità di propagazione) costante, uguale ad α per la sezione (γ, β) a β per quella (γ, α) a γ per quella (β, α).

c) La direzione di propagazione considerata è perpendicolare ad una sezione ciclica (OA, fig. 5).

La direzione di vibrazione delle onde piane che si trasmettono in tale direzione è indeterminata, l'indice di rifrazione è uno solo, β.

Di queste direzioni particolari ne esistono due (fig. 5), due essendo le sezioni cicliche: sono dette *assi ottici*. Gli assi ottici giacciono nella sezione principale (α, γ) o *piano degli assi ottici* e l'angolo da essi formato è bisecato dagli assi della indicatrice α e γ; nel caso che α sia bisettrice dell'angolo acuto degli assi ottici il cristallo si dice otticamente *negativo*, quando invece bisettrice acuta sia γ il cristallo vien detto otticamente *positivo*.

I cristalli che posseggono due assi ottici si chiamano *biassici*; essi appartengono ai sistemi trimetrico, monoclino e triclino.

I due assi possono, in un certo senso, ravvicinarsi a direzioni di isotropia ottica; ne differiscono però fondamentalmente perchè mentre nelle sostanze isotrope normali d'onde e raggi relativi coincidono, qui invece ad un'onda piana trasmettentesi secondo un asse ottico corrispondono, nell'interno del cristallo, infiniti raggi disposti secondo le generatrici di un cono e propagantisi con velocità diverse; per questo gli assi ottici son detti anche *assi di rifrazione conica interna* (1).

§ 6. Relazioni fra gli indici di rifrazione e l'angolo degli assi ottici. – La posizione delle due sezioni cicliche, e quindi quella degli assi ottici che sono loro normali, dipende dai valori relativi di α, β, γ. Si può trovare facilmente la relazione che lega V, angolo che un asse ottico fa con γ, ed i valori numerici dei tre indici principali.

(1) Son chiamati anche *binormali* o *assi ottici primari*, per distinguerli da due direzioni analoghe, riferentisi ai raggi, dette *assi ottici secondari*, *biradiali* o *assi di rifrazione conica esterna*.

Supponiamo che il piano del disegno (fig. 7) coincida con la sezione principale (α, γ); su ogni retta del piano, passante per O prendiamo, a partire da O, due segmenti proporzionali agli indici di rifrazione delle due onde piane propagantisi secondo ciascuna di tali rette, indici che potremo determinare, misurando i semiassi delle ellissi ottenute tagliando l'indicatrice con piani perpendicolari alle singole direzioni di propagazione e passanti per il centro. Come ho mostrato (§ 5 *b*), trattandosi di propagazione nel piano di una sezione principale, tutte queste ellissi avranno un semiasse comune, uguale, nel nostro caso, a β; l'altro semiasse varierà tra un valore γ per la direzione di propagazione α (OX) ed un valore α per la direzione di propagazione γ (OZ).

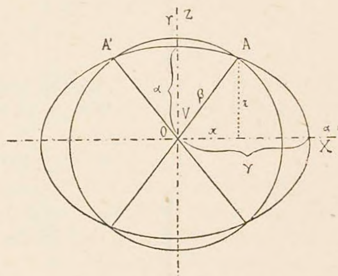


Fig. 7.

Riunendo le due serie di punti così ottenuti avremo una circonferenza di raggio β ed un' ellisse di semiassi γ ed α; queste curve ci rappresentano l'intersezione della sezione principale (α, γ) con una superficie detta *superficie a due falde degli indici*.

Le due curve si tagliano in quattro punti; riunendo due a due i punti opposti otteniamo due direzioni che coincidono evidentemente con gli assi ottici.

Le equazioni del cerchio e dell'ellisse saranno:

$$x^2 + z^2 = \beta^2, \qquad \frac{x^2}{\gamma^2} + \frac{z^2}{\alpha^2} = 1.$$

Le coordinate del punto A, appartenente tanto al cerchio quanto all'ellisse, dovranno soddisfare alle due equazioni; avremo quindi:

$$x = \sqrt{\frac{\begin{vmatrix} \beta^2 & 1 \\ 1 & \frac{1}{\alpha^2} \end{vmatrix}}{\begin{vmatrix} 1 & 1 \\ \frac{1}{\gamma^2} & \frac{1}{\alpha_2} \end{vmatrix}}} = \gamma \sqrt{\frac{\beta^2 - \alpha^2}{\gamma^2 - \alpha^2}}, \qquad (1)$$

$$z = \sqrt{\frac{\begin{vmatrix} 1 & \beta^2 \\ \frac{1}{\gamma^2} & 1 \end{vmatrix}}{\begin{vmatrix} 1 & 1 \\ \frac{1}{\gamma^2} & \frac{1}{\alpha^2} \end{vmatrix}}} = \alpha \sqrt{\frac{\gamma^2 - \beta^2}{\gamma^2 - \alpha^2}}. \qquad (2)$$

Chiamando V l'angolo AOZ si ha:

$$\text{sen } V = \frac{x}{\beta}, \quad \cos V = \frac{z}{\beta}, \quad \tan V = \frac{x}{z}.$$

Sostituendo ad x e z i valori dati dalle (1) e (2) si ottiene:

$$\text{sen } V = \frac{\gamma}{\beta} \sqrt{\frac{\beta^2 - \alpha^2}{\gamma^2 - \alpha^2}}, \quad \cos V = \frac{\alpha}{\beta} \sqrt{\frac{\gamma^2 - \beta^2}{\gamma^2 - \alpha^2}}, \qquad (3)$$

$$\tan V = \frac{\gamma}{\alpha} \sqrt{\frac{\beta^2 - \alpha^2}{\gamma^2 - \beta^2}}.$$

Queste formule sono importantissime perchè permettono di calcolare l'*angolo degli assi ottici* (2 V) quando si conoscano i valori degli indici di rifrazione.

Per gli scopi della petrografia, invece delle formule ora ottenute se ne possono usare altre, più

semplici (1), la cui approssimazione è però sufficiente; esse sono:

$$\text{sen } V = \sqrt{\frac{\beta - \alpha}{\gamma - \alpha}}, \quad \cos V = \sqrt{\frac{\gamma - \beta}{\gamma - \alpha}}, \qquad (4)$$

$$\tan V = \sqrt{\frac{\beta - \alpha}{\gamma - \beta}}.$$

Tutte queste formule dànno l'angolo fra un asse ottico e la bisettrice γ; con esse perciò si ottengono valori più piccoli di 45° se il cristallo è positivo, più grandi se è negativo.

§ 7. Simmetria dell'indicatrice e simmetria dei cristalli. – Gli assi e le sezioni principali dell'indicatrice essendo elementi di simmetria ottica, devono coincidere con i corrispondenti elementi di simmetria geometrica esistenti nel cristallo; inoltre, per quello che si riferisce agli assi, il grado di simmetria di quelli dell'indicatrice non può esser più basso di quello degli assi di simmetria geometrica.

Nei sistemi trimetrico, monoclino e triclino, nei quali non si hanno assi di simmetria di grado superiore a 2, l'indicatrice sarà un'ellissoide a tre assi.

Nei sistemi dimetrico e romboedrico-esagonale, abbiamo un asse di simmetria di grado 4, 3, 6 e pertanto anche l'indicatrice dovrà avere un asse di grado uguale o maggiore di 4, 3, 6; ma in una ellissoide un asse di grado superiore a 2 doventa di grado ∞ e per conseguenza nei sistemi suddetti l'indicatrice sarà un'ellissoide di rotazione, con asse

---

(1) La formula $\text{sen } V = \frac{\gamma}{\beta}\sqrt{\frac{\beta^2 - \alpha^2}{\gamma^2 - \alpha^2}}$ si può mettere sotto la forma $\text{sen } V = \frac{\gamma}{\beta}\sqrt{\frac{\beta + \alpha}{\gamma + \alpha}}\sqrt{\frac{\beta - \alpha}{\gamma - \alpha}}$; con i valori che hanno usualmente α, β e γ, il prodotto dei due primi termini può considerarsi approssimativamente uguale ad 1; analogamente per le altre due formule.

di rotazione parallelo all'asse di simmetria geometrica massima del cristallo.

Tutti i piani passanti per il centro dell'indicatrice, fuori di quello normale all'asse di rotazione, la tagliano secondo ellissi che hanno un semiasse uguale ed uguale al raggio della sezione equatoriale. Per conseguenza in ogni direzione si propagano un'onda piana con indice di rifrazione costante ed una con indice di rifrazione variabile a seconda della direzione. La prima è detta *onda ordinaria*, il suo indice, costante, si indica con ω e per essa normale d'onda e raggio coincidono; la seconda, *onda straordinaria*, ha, come ho detto, indice variabile (ε'): il massimo della differenza rispetto ad ω si ha per un'onda piana che si trasmette in direzione normale all'asse di rotazione dell' indicatrice; l'indice di una tale onda si indica con ε ed ha valore proporzionale al semiasse di rotazione.

Tutti i piani che comprendono l' asse di rotazione sono piani di simmetria dell' indicatrice: si hanno quindi infinite sezioni principali; le vibrazioni delle onde ordinarie avvengono perpendicolarmente alle relative sezioni principali, quelle delle onde straordinarie nelle sezioni stesse.

Di sezioni cicliche passanti per il centro della indicatrice ne esiste una sola, perpendicolare all'asse di rotazione, e quindi si ha un solo asse ottico coincidente con l'asse di simmetria principale: le sostanze dimetriche e romboedriche-esagonali sono dette perciò *uniassiche*.

A differenza di quello che avviene per i cristalli biassici, qui, nella direzione dell'asse ottico, si ha coincidenza fra raggio e normale d'onda.

Riguardo ai valori relativi di ω ed ε, potranno darsi due casi e cioè potrà esser $\omega > \varepsilon$ od $\omega < \varepsilon$; nel primo caso l' indicatrice, essendo sempre ε il semi-

asse di rotazione, sarà un'ellissoide schiacciata, nel secondo invece allungata: i cristalli nei quali si verifica il primo fatto si dicono otticamente negativi e gli altri positivi. Queste distinzioni corrispondono a quelle fatte per i cristalli biassici, in quanto che se noi supponiamo che in un cristallo biassico negativo 2V tenda a 0°, l' indicatrice tenderà a doventare un'ellissoide di rotazione con asse di rotazione α e con $\beta = \gamma$, cioè schiacciata, e viceversa per un cristallo positivo.

Nei cristalli monometrici si hanno più assi di simmetria di grado superiore a 2, che dovranno esistere anche nell'indicatrice; essa doventa allora una sfera ed i cristalli sono otticamente isotropi, monorifrangenti.

§ 8. DISPERSIONE DEGLI ELEMENTI DELL' INDICATRICE. – In tutto quello che ho detto, ho sempre supposto l'indicatrice costruita per un dato valore di λ; vediamo ora ciò che avviene quando, per un cristallo, si considerino le diverse indicatrici per i vari valori di λ.

Nel sistema monometrico, variando con λ il valore dell'indice di rifrazione, avremo diverse sfere concentriche di raggio differente.

Nei sistemi dimetrico e romboedrico-esagonale, le varie indicatrici di un dato cristallo avranno dimensioni e forma diverse, ma tutte dovranno avere a comune la direzione dell'asse ottico che coincide, come ho detto, con una direzione cristallografica fissa, cioè con l'asse di principal simmetria.

Nel sistema trimetrico si hanno tre assi di simmetria binaria, tre piani di simmetria, perpendicolari fra di loro, oppure due di tali piani di simmetria ed un asse coincidente con la loro intersezione; si dovrà sempre avere coincidenza delle sezioni principali e degli assi dell' indicatrice con gli elementi

di simmetria geometrica: assi dell'indicatrice e sezioni principali, per i diversi colori in un determinato cristallo, dovranno quindi coincidere. Siccome però l'angolo degli assi ottici dipende dai valori relativi di α, β, γ (v. § 6) la sua grandezza sarà diversa per i diversi colori, variando con essi gli indici di rifrazione; avremo il fenomeno della *dispersione degli assi ottici*. Dato che le direzioni delle bisettrici e del piano degli assi ottici, come abbiamo veduto, son fisse, si avrà una *dispersione simmetrica*.

Nel sistema monoclino esistono un asse di simmetria binaria, coincidente con l'asse cristallografico delle y (o *b*), ed un piano di simmetria ad esso normale, oppure il solo piano od il solo asse. Perciò con l'asse delle y dovrà coincidere uno dei tre assi dell'indicatrice e con il piano di simmetria una delle tre sezioni principali. Si possono distinguere tre casi:

a) L'asse delle y coincide con l'asse β dell'indicatrice *o normale ottica*; il piano degli assi ottici coinciderà con il piano di simmetria, ma in esso assi e bisettrici avranno posizione qualsiasi e non coincideranno per i vari colori; si avrà quindi dispersione degli assi ottici e delle bisettrici: questo tipo di dispersione si dice *dispersione inclinata*.

b) Con l'asse delle y coincide la bisettrice acuta (α o γ secondo che il cristallo è negativo o positivo); la bisettrice acuta e la sezione principale che le è perpendicolare hanno posizione fissa, tutti gli altri elementi dell'indicatrice sono dispersi: anche i piani degli assi ottici non coincidono più tra di loro. Questo tipo di dispersione si dice *dispersione incrociata*.

c) Con l'asse delle y coincide la bisettrice ottusa (γ od α secondo che il cristallo è negativo o positivo); il caso corrisponde, salvo nell'apparenza, al precedente. Gli elementi a posizione fissa sono la bisettrice ottusa e la sezione principale perpen-

dicolare ad essa: questo tipo di dispersione si dice *dispersione orizzontale*.

Nel caso *a*) il piano degli assi ottici coincide con il clinopinacoide, negli altri due i piani degli assi ottici hanno posizione diversa per i diversi colori, ma sono sempre normali al clinopinacoide.

Nel sistema triclino finalmente, non avendosi altro elemento di simmetria che il centro, non si ha nessuna coincidenza obbligatoria di elementi dell'indicatrice con elementi cristallografici: assi ottici, assi dell'indicatrice e sue sezioni principali hanno posizione diversa per i diversi colori; si ha *dispersione asimmetrica*.

I cristalli dei vari sistemi si possono dunque distinguere, riguardo alle proprietà ottiche, come nella seguente tabella.

Sistema	Forma dell'indicatrice	Rifrazione	Segno +	Segno —	Dispersione
Monometrico	Sfera	Monorifrazione			
Dimetrico Romboedrico Esagonale	Ellissoide di rotazione	Birifraz. uniassica	$\omega < \varepsilon$	$\omega > \varepsilon$	
Trimetrico	Ellissoide a tre assi	Birifraz. biassica	γ bis. ac.	α bis. ac.	Simmetrica
Monoclino					Inclinata $b = \beta$ Incrociata $b =$ bis. ac. Orizzontale $b =$ bis. ott.
Triclino					Asimmetrica

PARTE PRIMA

I METODI DI STUDIO

PARTE PRIMA.

I METODI DI STUDIO

Capitolo I.

Preparazione del materiale.

Lo studio dei minerali delle rocce per mezzo del microscopio si fa, per lo più, servendosi di sezioni molto sottili (mm. 0.02-0.04); in alcuni casi però è molto utile anche lo studio di laminette di sfaldatura.

Per ottenere queste ultime, quando si tratti di minerali di dimensioni piuttosto notevoli, che si possano cioè facilmente maneggiare, si usano i metodi consueti, che sono insegnati in tutti i trattati di Mineralogia; quando invece si tratti di minerali in piccoli individui, è conveniente porre alcuni frammentini in un piccolo mortaio di Abich, sul pestello del quale si battono dei colpetti con un martellino. In tal modo, insieme a frammenti irregolari, si ottengono, se il minerale si presta, abbondanti laminette di sfaldatura. Quando il minerale presenta più sfaldature, di grado poco diverso, si avranno naturalmente lamine parallele alle une ed alle altre, ma le proprietà ottiche permetteranno poi facilmente di distinguerle.

La preparazione delle sezioni sottili è operazione lunga e noiosa; essa richiede anche una certa abi-

lità, che si acquista solo con il tempo. In generale è quindi conveniente di inviare il materiale ad un fabbricante e così si avranno sezioni molto migliori di quelle che possono prepararsi direttamente [1].

Si dànno però dei casi, nei quali è necessario aver presto una sezione per uno studio preliminare d'orientamento e perciò ogni petrografo deve saper come regolarsi per fare delle sezioni studiabili, se non ottime. Darò quindi alcune indicazioni generali.

Si incomincia con lo staccare dal campione, con un colpo di martello, una scheggia che abbia una delle sue superfici della grandezza di 5-10 cm^2. Se si ha un apparecchio per segare le rocce è molto meglio tagliare, dal campione o dal frammento, una lastrina a facce parallele, di grossezza maggiore o minore (2-1 mm.) a seconda della compattezza della roccia; tutto il lavoro successivo viene così molto facilitato.

L'apparecchio per tagliare consiste in un disco metallico, generalmente di rame, piuttosto sottile, disposto verticalmente, al quale si può, a mano, a piede, o con un motorino, imprimere un rapido movimento di rotazione attorno ad un asse orizzontale. Il pezzo della roccia vien fissato, con un mastice qualsiasi, ad un supporto che, per mezzo di un contrappeso, lo fa appoggiare all'orlo del disco ruotante, l'azione del quale viene aiutata con smeriglio o carborundum, ed acqua.

Ottenuta in un modo od in un altro la scheggia, naturalmente da una parte fresca della roccia (salvo che, di proposito, non si voglia studiarne l'alterazione), si procede alla perfetta spianatura di una

(1) Il sig. Fortunato Gori (Piazzale del Re - Firenze) è un preparatore abilissimo di sezioni di rocce.

prima faccia. Per ciò si struscia la scheggia sopra una lastra metallica o, meglio, sopra uno spesso disco orizzontale ruotante, usando, via via che la spianatura progredisce, smeriglio o carborundum, mescolato con acqua, di grana sempre più sottile. L'ultima rifinitura si fa sopra una grossa lastra di vetro ben piana, con smeriglio impalpabile.

Una volta la prima faccia perfettamente spianata (non occorre, anzi è dannoso, lustrare con rosso inglese od altro) si lava bene la scheggia ad acqua corrente e poi la si mette ad asciugare in una stufetta.

Si pone poi sopra un rettangolo di vetro piano piuttosto spesso, di circa cm. 4×5, una grossa goccia di balsamo del Canadà preventivamente cotto, che si fa sciogliere scaldando moderatamente; una volta liquefatto il balsamo, si prende la scheggia asciutta e calda e si depone sul balsamo fuso, con la faccia spianata in basso; rovesciando il vetro si guarda che non vi sieno bolle fra vetro e scheggia e si scacciano quelle che eventualmente esistessero, scaldando leggermente e comprimendo la scheggia contro il vetro.

Si lascia freddare bene e poi si spiana la seconda faccia consumando la roccia con il sistema descritto avanti, cioè prima sul disco, con acqua ed abrasivo a grana via via decrescente e poi sulla lastra di vetro, con smeriglio impalpabile. Quando si ritenga di esser prossimi alla grossezza voluta, si esamina la sezione al microscopio polarizzante e dai colori d'interferenza si giudica se conviene di assottigliare ancora la sezione. Quest' ultima rifinitura è quanto mai delicata e molto spesso una piccola disattenzione distrugge interamente il frutto di parecchie ore di lavoro.

Giunti alla grossezza giusta bisogna trasportare la sezione su di un comune portaoggetti; per questo

si pone un poco di balsamo cotto sopra un portaoggetti pulito e lo si fa fondere senza scaldare troppo. Contemporaneamente si lava con acqua, ben bene, la sezione, si leva con un temperino il balsamo esuberante, si lava di nuovo con xilolo per mezzo di un pennello duro e si scalda leggermente. Rammollito il balsamo che tiene la sezione attaccata al vetro, si spinge questa, con un ago, lateralmente, e la si fa passare sul portaoggetti prima preparato. Si copre la sezione con un po' di balsamo e poi con una lastrina coprioggetti; si scalda leggermente e si comprime il coprioggetti contro la sezione, in maniera da scacciare il di più del balsamo e le bollicine gassose che possono esser presenti. Una volta la lastrina raffreddata si lava prima con xilolo e poi con alcool, per togliere il balsamo uscito fuori dal coprioggetti.

Una delle maggiori difficoltà consiste nel saper giudicare quando il balsamo è cotto al punto giusto; se è stato scaldato poco, rimane molle anche a freddo e si lascia segnare con l'unghia, se lo è stato troppo, doventa duro ma fragile: ambedue i difetti portano poi inconvenienti molto gravi durante il lavoro. Sfortunatamente non si può dare nessuna indicazione generale, anche perchè il balsamo messo in commercio non ha proprietà costanti.

Da qualche anno molti sostituiscono il balsamo con un altro mastice, « Kollolit »; per esso viene data una temperatura fissa alla quale si deve scaldare, circa 160°.

Bisogna poi lavare molto bene con acqua la sezione ed il disco, tutte le volte che da un abrasivo si passa ad un altro di grana minore; un granello che rimanga produce, sulla sezione, delle incisioni dannosissime. Così pure conviene regolare la pressione della mano in modo che, fin da principio, la

sezione sia di grossezza uniforme, altrimenti la scaglietta prende la forma di zeppa e se ne va tutta prima di esser giunta alla sottigliezza voluta.

Grandi difficoltà offre il trasporto della sezione finita, dal supporto provvisorio a quello definitivo; senza una grande abilità e leggerezza di mano la sezione si frantuma: ci si può allora ritener fortunati se invece di aver una bella sezione di alcuni cm^2 di superficie, si arriva a salvare qualche frammento appena studiabile. Per questo, in generale, si fa il trasporto prima che la sezione sia molto sottile e la si finisce sul portaoggetti definitivo: questo resta con gli angoli smerigliati, ma l'operazione è molto più facile e di esito più sicuro.

Per quello, infine, che si riferisce alla grossezza della sezione, in generale, salvo il caso di rocce a struttura molto minuta, è, secondo me, preferibile avvicinarsi piuttosto al limite superiore (0.04 mm.) che non all'inferiore: i fenomeni di polarizzazione appaiono assai più netti. Quello che veramente preme è che la sezione sia uniforme, giacchè ciò rende possibili ed esatte alcune determinazioni interessanti.

Capitolo II.

Il microscopio.

Lo studio delle proprietà ottiche dei minerali deve farsi a luce polarizzata: la differenza fondamentale fra un microscopio da biologia ed uno da mineralogia sta, perciò, nel fatto che quest'ultimo è munito di un primo apparecchio atto a dare luce vibrante in una direzione nota, e di un secondo che serve ad analizzare i fenomeni che si sono prodotti

nella lastrina del minerale. Questi apparecchi, dal nome del loro inventore, sono detti prismi di Nicol, o, semplicemente, *nicol*, anche se la loro forma attuale differisca da quella originaria.

Nel nicol, che è un romboedro di sfaldatura di calcite, allungato, a facce terminali artificiali, segato diagonalmente in due parti che sono poi riattaccate con balsamo del Canadà (fig. 8), si approfitta della differenza fra l'indice di rifrazione del balsamo (1,54 circa) e quello del raggio ordinario (1,6585), per ottenere la riflessione totale di questo. La luce totalmente riflessa viene assorbita dalle pareti annerite del tubo che porta il nicol, le vibrazioni straordinarie invece passano ed emergono dalla faccia superiore del prisma.

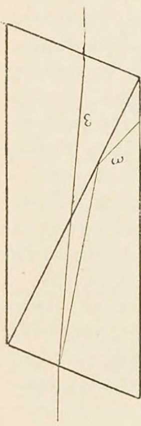


Fig. 8.

Questo avviene solo per determinate incidenze e cioè per un cono di raggi d'apertura piuttosto piccola (meno di 30°) rispetto all'allungamento; raggi più inclinati conducono alla riflessione totale dei raggi straordinari, od al passaggio di quelli ordinari. Oggi, con modificazioni varie, si costruiscono prismi polarizzanti di apertura notevolmente maggiore.

Vediamo ora quale è lo schema di un microscopio da mineralogia; non faccio una descrizione particolareggiata perchè, per forza, si riferirebbe ad un dato tipo ed oggi i modelli diversi messi in commercio sono numerosissimi.

Nella parte inferiore del microscopio (fig. 9) c'è lo specchio, S, per mandar luce nell'apparecchio: si tratta generalmente di un doppio specchio, con

una faccia piana ed una concava, girevole e spostabile in alto, in basso e di lato.

Al di sopra si trova il primo nicol o *polarizzatore*, P; esso è montato in un tubo che entra, a sgusciamento, in un secondo tubo, collegato in modo vario con le altre parti dell'apparecchio. L'orlo di uno dei tubi porta una graduazione, quello dell'altro un segno di riferimento; spesso una vite serve a fissare il nicol in una posizione prescelta. Al di sopra del polarizzatore c'è una lente convergente a fuoco lungo, L; inoltre sopra o sotto al nicol è posto un diaframma-iride, anzi alcuni modelli hanno i due diaframmi. Tutto l'insieme del polarizzatore, lente convergente, diaframmi, può esser spostato in alto ed in basso e, talora, lateralmente.

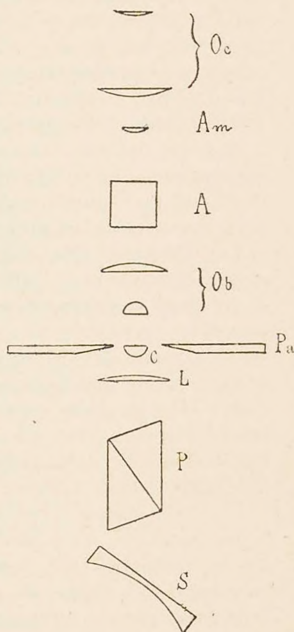


Fig. 9.

Una lente, od un sistema di lenti, a fuoco corto, detto *condensatore*, C, può esser sovrapposto alla lente a fuoco lungo prima ricordata; con meccanismo vario, ma sempre molto semplice, il condensatore può rapidamente esser posto o levato di sul cammino dei raggi provenienti dal polarizzatore, e questo senza dover affatto spostare l'oggetto in istudio.

La *piattaforma*, Pa, è circolare, a lembo gradua-

to, girevole nel proprio piano; per mezzo di uno o due nonï si può determinarne la posizione; i nonï dànno in generale $^1/_{10}$ di grado. Naturalmente nella parte centrale essa ha un'apertura, circolare, per il passaggio della luce. Il portaoggetti si fissa sulla piattaforma per mezzo di due mollette; in alcuni microscopi due slitte piane permettono di far scorrere il preparato in due direzioni perpendicolari fra di loro, e gli spostamenti sono misurabili con letture sulle teste graduate delle viti di traslazione.

Il tubo del microscopio viene alzato od abbassato con movimento rapido, per mezzo di una ruota dentata, con movimento lento da una vite micrometrica a testa graduata.

Gli obiettivi, Ob, si fissano al tubo in modo vario, generalmente con delle forti pinze a molla; due o tre viti connesse con l'anello portaobiettivi, permettono spostamenti in vario modo, nel piano normale all'asse del microscopio. Al di sopra dell'obiettivo c'è un'apertura nella quale si possono introdurre lamine delle quali parlerò in seguito; l'apertura è disposta in modo che una delle direzioni ottiche caratteristiche della lamina ausiliaria, sia a 45° dalle direzioni di vibrazione dei nicol incrociati.

Fra l'obiettivo e l'oculare è posto il secondo nicol o *analizzatore*, A; è montato in una slitta, di modo che si può spostarlo lateralmente ed escluderlo dal cammino dei raggi. In alcuni modelli l'analizzatore è girevole anche attorno all'asse del microscopio.

Pure spostabile lateralmente è una lente ausiliaria, Am, la *lente di Amici* (1), che serve solo, come

---

(1) Questa lente è indicata generalmente con il nome di lente di Bertrand. Effettivamente, nella sua forma attuale, essa fu adottata da E. Bertrand nel 1878; egli però non fece altro che riprendere una disposizione di lenti che, per lo stesso scopo, era già stata usata da G. B. Amici fino dal 1830 e descritta nel 1844.

vedremo in seguito, per alcune osservazioni; ad essa è unito un diaframma-iride e tutto il sistema può esser innalzato da solo o, in alcuni tipi, insieme con l'oculare.

Quest'ultimo, Oc, è munito di due sottilissimi fili ad angolo retto fra di loro (*reticolo*); una piccola vite che sporge lateralmente e che entra in apposito incastro del tubo del microscopio, fissa la posizione dell'oculare, in modo che un filo del reticolo corrisponde alla direzione di vibrazione del polarizzatore.

Un analizzatore suppletivo può esser posto sopra all'oculare; è ovvio che quando si usi questo analizzatore, si deve escludere quello situato nel tubo del microscopio; il lembo dell'astuccio dell'analizzatore suppletivo è graduato ed un'apposita espansione del tubo porta un corrispondente segno di riferimento.

Gli accessori del microscopio da mineralogia sono molto numerosi; io credo però che quelli veramente indispensabili si possano ridurre ai seguenti:

1) Lamina di mica $\frac{1}{4}\lambda$;
2) Gesso a rosso di I ordine;
3) Cuneo di quarzo o di gesso I-IV ordine;
4) Compensatore di Babinet o di Berek.

Anche il corredo di obiettivi ed oculari non occorre che sia molto ricco; le osservazioni si fanno, generalmente, con ingrandimenti piccoli e basteranno perciò tre o quattro obiettivi a secco, uno dei quali piuttosto forte per le osservazioni conoscopiche; sarà bene avere anche un obiettivo ad immersione in olio di cedro ed il corrispondente condensatore di grande apertura, essi pure da servire per osservazioni conoscopiche.

Di oculari ne bastano due o tre, uno dei quali

micrometrico; si usano, per lo più, oculari negativi, detti di Campani o di Huygens (1).

Se il microscopio proviene da una buona fabbrica, in modo speciale da una di quelle che producono a preferenza apparecchi mineralogici, sarà perfettamente in ordine per qualsiasi ricerca; in ogni modo però è bene fare alcune verifiche, e ripeterle anche ogni tanto, perchè con l'uso qualche parte può subire leggeri spostamenti.

1° Posizione relativa dei piani di vibrazione, o sezioni principali, dei due nicol.

Per le ricerche usuali queste direzioni devon fare angolo di 90°. Se, come avviene in alcuni microscopi, l'analizzatore del tubo è girevole, lo si pone con l'indice in corrispondenza della divisione 0° o 90°; si illumina poi fortemente e, allentata la vite che fissa la posizione del polarizzatore, lo si fa girare fino ad ottenere la massima oscurità. Con un po' di pratica e ripetendo più volte l'operazione, si giunge così ad un aggiustamento più che sufficiente per gli scopi consueti.

2° Corrispondenza dei fili del reticolo con le direzioni di vibrazione dei nicol.

Si prova prima uno dei fili, quello N-S (2). Ci si procura una laminetta di anidrite molto sottile, tagliata secondo il macropinacoide e montata su di un portaoggetti, con balsamo e con coprioggetti come una qualunque sezione. Questa laminetta

(1) Giuseppe Campani-Alimenis, umbro, costruì oculari di questo tipo verso la metà del 1600; di quelli di Huygens si ha notizia nelle opere postume (1728).

(2) Il campo appare diviso, dai fili del reticolo, in quattro quadranti; si indicano le direzioni dei fili ed i quadranti con notazioni geografiche con il N in alto, il S in basso, l'E a destra, l'O a sinistra; quindi i fili come N-S ed E-O, i quadranti come NE, NO, SO, SE.

estingue, secondo quanto vedremo in seguito, esattamente quando le linee del contorno, o le tracce di sfaldatura pinacoidale, coincidono con le direzioni di vibrazione dei nicol.

Si pone la laminetta sulla piattaforma del microscopio, si fissa con le apposite mollette, si leva l'analizzatore e si ruota fino a che una traccia di sfaldatura coincida con il filo N-S del reticolo: si fa una prima lettura della posizione della piattaforma. Si ruota di un piccolo angolo e si fa poi di nuovo coincidere la stessa traccia di sfaldatura col filo N-S, per mezzo di una rotazione in verso opposto: si fa una seconda lettura. Si ripete questa operazione ancora una volta e si fa la media delle tre misure.

Si introduce ora l' analizzatore e si porta all'estinzione: si fa una prima lettura; l'operazione si ripete parecchie volte e si prende la media dei valori letti.

Le due medie dovrebbero coincidere: se la differenza è piccola, di meno di un grado, se ne tiene conto quando si vogliano determinazioni molto esatte; se è forte bisogna correggere, nella sua montatura, la posizione dell'analizzatore, ripetere l'operazione di cui al n. 1, e provar di nuovo con la lamina di anidrite. In questo caso è però preferibile rimandare, per la correzione, il microscopio al fabbricante.

Più comodamente, per la maggior facilità di preparazione del materiale, si fa la verifica usando una lamina di gesso ottenuta secondo la sfaldatura più facile; si fa coincidere con il filo N-S una traccia della così detta sfaldatura fibrosa; si porta poi all'estinzione che qui avviene ad angolo di circa 14° (o 76°), ruotando nel verso delle lancette dell'orologio. La lamina viene quindi rovesciata, la faccia,

cioè, che era volta verso il polarizzatore, si mette verso l'analizzatore, e si ripetono le operazioni precedenti, con la differenza che si porta all'estinzione ruotando nel verso opposto al primo. Al solito si fanno parecchie letture delle quali si prendono le medie.

Supponiamo che nella prima posizione l'angolo compreso fra la sfaldatura e la direzione di estinzione sia stato, in media, φ_1 e nella seconda φ_2; se il filo del reticolo coincide esattamente con una delle direzioni di vibrazione dei nicol, deve aversi $|\varphi_1| = |\varphi_2|$; se ciò non è si prende come termine di correzione

$$\frac{|\varphi_1| - |\varphi_2|}{2}.$$

La verifica con il gesso deve esser fatta a luce monocromatica o, almeno, filtrata attraverso ad un buon vetro colorato, perchè si ha una notevole dispersione delle bisettrici e quindi estinzione poco netta a luce bianca.

Naturalmente la prova, con un metodo o con l'altro, deve esser ripetuta per il filo E-O; in generale però ogni studioso usa riferirsi sempre ad un determinato filo del reticolo, per lo più a quello N-S: la seconda verifica può quindi esser superflua.

3° Posizione del piano di vibrazione del polarizzatore.

È necessario, per molte determinazioni, di sapere se la direzione di vibrazione del polarizzatore è orientata N-S oppure E-O. Se il polarizzatore è un nicol di tipo classico, la verifica è presto fatta: basta guardare come è disposta la diagonale breve della faccia terminale, a forma di rombo, del nicol stesso, ad essa corrispondendo la direzione cercata. Se il polarizzatore non è un nicol tipico, si procede nel modo seguente.

In una sezione di una granitite si cerca una lamina di biotite, facilmente riconoscibile perchè presenta tracce nettissime di una sfaldatura perfetta e perchè, osservata con il solo polarizzatore, cambia di colore, da un giallino chiaro ad un marrone scuro, con il ruotare della piattaforma. Si noterà subito che i due massimi si hanno quando le tracce di sfaldatura coincidono con l'uno o con l'altro dei fili del reticolo. Si porta la lamina di biotite a dare il colore più scuro: la sezione principale del polarizzatore coincide allora con le tracce di sfaldatura.

Invece della biotite ci si può servire di un altro minerale che dia lo stesso fenomeno; così si presta bene la tormalina che, specialmente in molti scisti cristallini, si trova in piccoli prismetti allungati: la colorazione più intensa si ha quando l'allungamento è perpendicolare alla direzione di vibrazione del polarizzatore.

Capitolo III.

Osservazioni con il solo polarizzatore.

Molte di queste osservazioni si possono fare anche a luce naturale; siccome però, in generale, aver luce polarizzata non disturba, anzi in taluni casi è necessario, così quasi sempre si fa a meno di togliere il polarizzatore.

§ 1. Misura degli angoli piani. – Spesso i minerali che si trovano in una sezione di roccia hanno forma irregolare e contorno a lati non rettilinei; succede però anche di trovare cristalli assai ben formati e può allora essere utile misurare gli angoli che fanno fra di loro i lati del contorno; più spesso si tratta di determinare l'angolo fra due tracce di sfaldatura.

Esistono degli oculari-goniometri, con un filo fisso ed uno girevole, la rotazione del quale si misura su apposita graduazione, ma si può, più semplicemente e con buona approssimazione, far la misura senza ricorrere a nessun apparecchio speciale.

Si porta il vertice dell'angolo da misurare a coincidere con l'incontro dei fili del reticolo (fig. 10), si ruota la piattaforma fino a che un lato coincida con uno dei fili e si legge, sul lembo graduato, la posizione corrispondente; si ruota di nuovo fino a che il secondo lato coincida con il filo stesso e si fa la seconda lettura: la differenza fra i due valori ci dà l'angolo cercato. È evidente che, a seconda del verso nel quale abbiamo ruotato, avremo così l'angolo vero o quello supplementare. Il secondo lato si può portarlo anche a coincidere con l'altro filo del reticolo, determinando allora la differenza da 90° dell'angolo cercato se, ben'inteso, i due fili del reticolo sono esattamente incrociati.

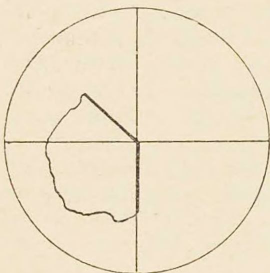


Fig. 10.

Quando le due linee delle quali si vuol misurare l'angolo non si incontrino, o il punto d'incontro sia fuori del campo, e se le linee stesse sono così estese da attraversare questo interamente, si può ricorrere al seguente metodo.

Si sposta il preparato fino a che l'incontro dei fili del reticolo si trovi compreso fra le due linee; chiamiamo r, r_1, s, s_1 (fig. 11) i punti nei quali esse incontrano la circonferenza limitante il campo. Ruotiamo la piattaforma, p. es. nel verso delle lancette

dell'orologio, e facciamo quattro letture, due quando i punti r ed s passano per l'estremo N del filo del reticolo, due quando i punti r_1 ed s_1 passano per quello S; chiamiamo R, S, R_1, S_1 i valori letti ed α l'angolo cercato; si avrà:

$$\alpha = \frac{(S_1 - R_1) - (R - S)}{2}.$$

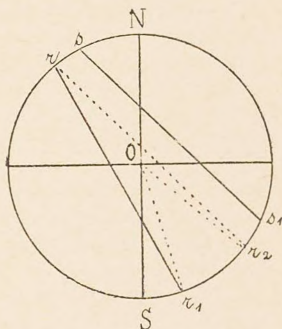


Fig. 11.

Se infatti da r tiriamo la $r r_2$ parallela ad $s s_1$, sarà $\alpha = \widehat{r_2 r r_1}$ e, d'altra parte, $\widehat{r_1 O r_2} = 2\,\alpha$; si osservi poi che $s_1 r_2 = r s$ e che, finalmente, l'arco $r_1 r_2$ che misura l'angolo $\widehat{r_1 O r_2}$ è uguale a $r_1 s_1 - s_1 r_2$, cioè a $r_1 s_1 - r s$.

Tutti questi metodi presuppongono un centramento esatto, richiedono cioè che l'asse attorno al quale ruota la piattaforma, coincida con l'asse ottico del microscopio. Per quanto accurata sia la costruzione di un apparecchio, essa non può garantire un centramento permanente; questo dovrà esser verificato e corretto tutte le volte che si cambia obiettivo.

L'operazione di centramento è assai rapida e facile, e si fa per mezzo delle due o tre viti del porta-obiettivi, alle quali ho accennato prima. Si sceglie nella sezione un piccolo oggetto puntiforme e lo si porta a coincidere con l'incontro dei fili del reticolo; ruotando ora la piattaforma, se il microscopio non è centrato il punto descrive una circonferenza (fig. 12); manovrando le viti si cerca di portare il centro di detta circonferenza a coincidere

con l'incontro dei fili. Si riconduce l'oggetto puntiforme all'incrocio, spostando la sezione, e si ruota di nuovo la piattaforma: dopo un primo tentativo non saremo giunti ad un centramento perfetto, ma certo la circonferenza ora descritta dal punto avrà un raggio molto minore della prima; si ripete perciò l'operazione fino a che ruotando la piattaforma l'oggetto rimanga fermo all'incrocio dei fili del reticolo.

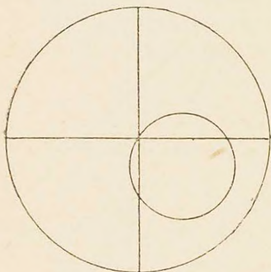


Fig. 12.

L'esattezza che si può raggiungere con queste misure di angoli piani è assai relativa, principalmente per il fatto che i lati sono quasi sempre poco netti e non esattamente rettilinei.

Ad ogni modo poi, bisogna esser molto cauti nell'interpretare i resultati ottenuti; gli angoli misurati ci dovrebbero rappresentare quelli formati da facce o da piani di sfaldatura, ma esatta corrispondenza fra il diedro e l'angolo piano si ha solo se la sezione è perfettamente normale allo spigolo, cosa che avviene solo per caso nelle sezioni delle rocce.

L'aspetto delle linee, delle quali si vuol determinare l'angolo, permette spesso di renderci approssimativamente conto della direzione del taglio: quanto più nette esse appaiono, tanto più vicini siamo alla normalità ai piani corrispondenti; inoltre, usando forte ingrandimento e focheggiando, la linea non si deve spostare lateralmente se siamo nella posizione voluta. Si capisce però come queste verifiche siano relativamente grossolane: è quindi

inutile, nella misura degli angoli piani, cercar di raggiungere approssimazioni superiori al mezzo grado.

§ 2. Misure di lunghezze. - Si fanno molto facilmente se il microscopio ha, sulla piattaforma, le due slitte per il movimento di traslazione. Abbiamo veduto che esse si spostano per mezzo di viti a testa graduata: basterà quindi portare uno degli estremi del tratto da misurare a coincidere con uno dei fili del reticolo e manovrare una delle due slitte, fino a che l'altro estremo non venga a coincidere con lo stesso filo; dal numero di giri e delle frazioni di giro della testa della vite, conoscendone il passo ed il numero delle divisioni, si dedurrà subito la misura cercata. Bisogna, naturalmente, che la direzione dello spostamento coincida con quella della lunghezza da determinare.

Se il microscopio non ha slitte, si ricorre ad un oculare micrometrico. Se ne hanno di due tipi; i più semplici portano al posto del reticolo una scala incisa su vetro. Si guarda a quante divisioni corrisponde la lunghezza da misurare λ; sieno queste n, si avrà:

$$\lambda = n\,C,$$

dove C è una costante che va determinata una volta per tutte, e che rappresenta la lunghezza vera di un oggetto che occupi una divisione della scala.

Per determinare C si usa una scala incisa o fotografata sur un vetrino, divisa in decimi od in centesimi di millimetro; si pone la scala sulla piattaforma e se, p. es., m divisioni dell'oculare corrispondono ad m_1 della scala, sarà:

$$C = \frac{m_1 \cdot 0{,}1}{m},$$

se la scala è divisa in 0,1 mm., e:

$$C = \frac{m_1 \cdot 0{,}01}{m}$$

se lo è in 0,01 mm.

Il valore di C cambia naturalmente per i vari obiettivi, non solo, ma cambia anche, per uno stesso obiettivo, con la lunghezza del tubo del microscopio se questa, come talora avviene, non è fissa; bisognerà perciò determinare C per i vari obiettivi e per determinate lunghezze del tubo.

Altri oculari micrometrici hanno uno o, eventualmente, ambedue i fili del reticolo mobili; lo spostamento di essi si fa per mezzo di viti a testa graduata e bisognerà, al solito, conoscere il passo della vite ed il numero di divisioni della testa. La misura si fa nello stesso modo che con le piattaforme a slitte, con la differenza che in questo caso si muove il filo invece dell'oggetto da misurare: si ha quindi la lunghezza dell'immagine e non quella dell'oggetto e bisogna perciò conoscere la costante, C, che ci rappresenta la lunghezza vera corrispondente, per un dato obiettivo e per una determinata lunghezza del tubo, ad una divisione della testa della vite. La determinazione di C si fa guardando di quanto bisogna ruotare la vite perchè il filo percorra una o più divisioni della scala che si pone sulla piattaforma; un calcolo analogo a quello del caso precedente ci dà C.

§ 3. Determinazione delle grossezze. — Si tratta di misurare la grossezza di una sezione; se questa non sia montata e si possa facilmente maneggiare, è meglio servirsi di uno sferometro; in caso diverso si può arrivare allo scopo usando la vite micrometrica per lo spostamento verticale del

tubo, mettendo in fuoco prima la faccia inferiore, poi quella superiore della lamina e tenendo conto dell'indice di rifrazione del minerale.

Non sto a descrivere minutamente questo metodo, perchè è di uso molto difficile e dà resultati più che dubbi; ritengo che sia preferibile usare un metodo indiretto, sul quale tornerò a suo tempo (Cap. IV, § 9).

§ 4. Determinazione dell'indice di rifrazione. – È cosa nota da lungo tempo che un granulo di un minerale, immerso in un mezzo di diverso indice di rifrazione, appare con contorni molto netti; la chiarezza della linea di contorno diminuisce con la differenza di indice fra le due sostanze e finalmente, se il minerale ed il mezzo circostante hanno ugual rifrazione, i limiti, a parità di colore, non si scorgono più affatto.

Se poi la superficie del granulo non è perfettamente spolita, sempre quando vi sia una differenza d'indice di rifrazione fra il minerale ed il mezzo nel quale è immerso, essa appare rugosa o, come suol dirsi, sagrinata; anche la sagrinatura scompare quando le due sostanze hanno indice uguale.

Questi fatti, che sono causati da fenomeni di rifrazione e di riflessione totale, possono servire per farci arrivare a conoscere, più o meno approssimativamente, gli indici di rifrazione dei minerali.

Una sezione di roccia è costituita di granuli di minerali svariati, a superficie mai perfettamente liscia, immersi nel balsamo del Canadà; i fenomeni di maggiore o minor nettezza dei contorni ed il conseguente aspetto di diverso rilievo, nonchè l'apparenza di sagrinatura, potranno frequentemente osservarsi.

Specialmente in base al rilievo potremo avere una prima indicazione, a volte utilissima, sul va-

lore dell'indice mèdio di un minerale: è stata proposta, a questo scopo, una classificazione che riporto nella seguente tabella:

1	assenza di rilievo	n = 1,53 - 1,54	es.	albite - nefelina
2	rilievo debole	n = 1,55 - 1,60	»	quarzo
3	» medio	n = 1,61 - 1,65	»	andalusite - orneblenda
4	» accentuato	n = 1,66 - 1,70	»	olivina - diopside
5	» forte	n = 1,71 - 1,75	»	augite
6	» molto forte	n = 1,76 - 1,80	»	grossularia
7	» fortissimo	n > 1,80	»	rutilo

Quasi tutti i minerali indicati sono assai comuni e facilmente, con opportuni confronti, ci si può fare un'idea del variare del rilievo con quello dell'indice di rifrazione. Bisogna però tener conto del fatto che anche minerali ad indici di rifrazione molto bassi, possono avere rilievo e sagrinatura; di questo ci si può facilmente persuadere, guardando al microscopio sezioni di rocce che contengano, p. es., minerali del gruppo della noseana.

Si capisce che in questo modo si può avere solo una indicazione di orientamento; ci son però dei metodi che permettono una approssimazione assai maggiore, fra i quali il più usato è quello di Becke, studiato e proposto, in origine, per la determinazione dei plagioclasi, esteso poi, con alcune modificazioni, e diventato di applicazione generale.

Supponiamo che in un preparato vengano a contatto due minerali di indice diverso e che il contatto sia netto, senza interposizione di sostanze estranee e secondo un piano normale alla superficie della sezione. La fig. 13 dimostra (1) che se dei due minerali A è più rifrangente di B, mentre i raggi 7 e 6,

(1) Probabilmente il fenomeno è, in realtà, assai più complicato.

che incontrano la superficie di separazione con incidenza inferiore all'angolo limite, passano nel minerale B, quello 5 sarà riflesso totalmente; dall'altra parte invece, avendosi il passaggio da un mezzo meno ad uno più rifrangente, non si avrà il fenomeno della riflessione totale: il contatto fra i due minerali sarà perciò più illuminato dalla parte del minerale più rifrangente. Si osserva difatti una sottile linea luminosa la quale, innalzando il tubo del microscopio, si sposta verso il minerale ad indice di rifrazione maggiore, abbassando verso quello ad indice più basso, e che scompare se i due minerali hanno indici uguali.

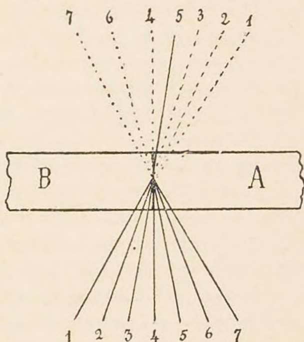


Fig. 13.

La sensibilità è tale che per differenze, fra gli indici, di 0,001, la linea di Becke si distingue già chiaramente.

Per ben osservare il fenomeno bisogna usare ingrandimenti piuttosto forti, luce poco convergente ed illuminazione debole: queste ultime due condizioni si ottengono facilmente, restringendo il diaframma-iride che sta sopra al polarizzatore, o abbassando tutto l'apparecchio di illuminazione, o con le due operazioni contemporaneamente.

Alcune altre precauzioni sono poi da usare: in primo luogo bisogna sceglier bene il contatto, in modo che il suo piano sia il più esattamente possibile normale a quello della sezione; ho già detto (pag. 36)

come si fa a constatarlo. Un contatto inclinato può dare risultati contrari al vero. Bisogna poi che il mezzo che copre i due minerali non abbia indice notevolmente inferiore dei minerali stessi, altrimenti il fenomeno è assai meno sensibile; nelle sezioni sottili usuali, il confronto potrà farsi solo per minerali ad indice di rifrazione poco diverso da quello del balsamo.

Se i due minerali sono monorifrangenti il confronto può farsi senz'altro, quando il contatto soddisfi alle condizioni sopra esposte; altrimenti vanno le cose quando uno o ambedue i minerali sono birifrangenti: facciamo prima il caso che uno dei due sia mono- l'altro birifrangente.

La sezione taglia nell'indicatrice del secondo una ellisse i cui semiassi dànno, come si sa, con le loro direzioni le direzioni di vibrazione e con le loro lunghezze gli indici di rifrazione delle due onde piane, che si trasmettono perpendicolarmente al piano della lamina; ho detto che questi indici si chiamano α' e γ'. Se portiamo una di queste due direzioni a coincidere con la sezione principale del polarizzatore, l'onda piana polarizzata, incidente dal basso sulla lamina, non si sdoppia e la attraversa con indice α' o γ'. Supponiamo, per fissare le idee, che la direzione di vibrazione del polarizzatore coincida con il filo N-S del reticolo e portiamo, p. es., α' a coincidere con detto filo (1); l'onda piana proveniente dal polarizzatore attraversa la lamina con indice α'. Facciamo ora il confronto con l'indice (n) del minerale monorifrangente: si avrà, a seconda dei casi, $\alpha' > n$, o $\alpha' = n$, o $\alpha' < n$.

---

(1) La maniera per trovare le direzioni di vibrazione di una lamina, e per distinguere quella α' da quella γ', è indicata nel successivo Cap. IV ai §§ 2, 4, 7.

Ruotando la piattaforma di 90°, verrà a coincidere con il filo N-S, cioè con la sezione principale del polarizzatore, la direzione γ' della lamina e la linea di Becke ci dirà se γ' è maggiore, uguale o minore di n.

Se la sezione del minerale birifrangente è parallela ad una delle sezioni principali della sua indicatrice, e vedremo poi come questo si possa riconoscere, il confronto, invece che fra α', γ' ed n, vien fatto, a seconda dei casi, fra α, β ed n, α, γ ed n, β, γ ed n. Se il minerale birifrangente è uniassico, uno dei due indici, ω, è costante qualunque sia la direzione della sezione; per avere, oltre ω, anche ε e non ε', intermedio fra ω ed ε, bisognerà scegliere una sezione parallela all'asse ottico.

Se i due minerali sono birifrangenti, si cerca, in generale, per aver indicazioni più nette, un contatto tale che i due granuli abbiano le direzioni di vibrazione parallele, ciò che si riconosce dal fatto che a nicol incrociati essi estinguono contemporaneamente; si potranno allora dare due casi:

a) α' di un minerale è parallelo ad α'_1 dell'altro e, naturalmente, γ a γ_1'; si dice che i due minerali sono ad *assi paralleli*;

b) α' di un minerale è parallelo a γ'_1 dell'altro e γ' ad α'_1; i due minerali si dicono ad *assi incrociati*.

I confronti daranno allora uno degli schemi seguenti:

a) $\alpha' \gtreqless \alpha'_1 \qquad \gamma' \gtreqless \gamma'_1$

b) $\alpha' \gtreqless \gamma'_1 \qquad \gamma' \gtreqless \alpha'_1.$

Il balsamo del Canadà, nel quale si trovano immerse le sezioni sottili delle rocce, è sostanza isotropa, ad indice approssimativamente noto; si potranno perciò fare i confronti fra l'indice del bal-

samo e quelli dei minerali esistenti nelle sezioni. Per questo, naturalmente, bisognerà avere un buon contatto minerale-balsamo, con piano di separazione normale al piano della sezione; tali contatti si cercano sul contorno del preparato, lungo delle linee di frattura della lamina, o sul margine dei fori. Ed i confronti fra minerali e balsamo saranno tanto più utili, quanto minore sarà la differenza di indice fra le due sostanze.

A proposito dell'indice di rifrazione del balsamo bisogna avvertire che non è affatto costante; alcuni autori dànno per esso il valore di 1,548, mentre secondo altri oscillerebbe fra 1,534 e 1,540, con valore medio di 1,537: ad ogni modo l'affermare che un minerale ha indice uguale, maggiore, o minore di quello del balsamo dice, in generale, ben poco. Conviene quindi, quando ciò sia possibile, confrontare, nel preparato stesso, l'indice del balsamo con quello di un minerale sicuramente riconoscibile, ad indice noto e compreso entro i limiti sopra riportati, per avere una indicazione sul valore della rifrazione del balsamo.

Come ho detto in precedenza, oggi molte sezioni sono montate con la collolite; l'indice di questa sostanza è dato uguale a 1,538. A me è successo, molto spesso, di trovare un indice assai minore, press'a poco uguale ad α della albite, cioè circa 1,530.

Tutti questi confronti non dànno altro, salvo casi eccezionali, che indicazioni relative: si potrà sapere cioè che l'indice di un dato minerale è maggiore o minore di quello di un altro, noto. Il metodo però, opportunamente esteso, può dare indicazioni più esatte, se non una vera e propria determinazione, quale si può ottenere con apparecchi speciali, su frammenti di notevoli dimensioni. Per questo si fanno i confronti non più tra due minerali o fra mi-

nerale e balsamo, ma fra il minerale in istudio ed una sostanza, generalmente liquida, ad indice noto.

Si possono usare vari modi per far venire a contatto le due sostanze. Così si può levare il coprioggetti, lavare bene con un solvente del balsamo (xilolo od altro) in modo da portar via tutto quello che rimane a coprire e circondare la lamina, fare su questa, con una punta di acciaio o di diamante, alcune incisioni, lavare di nuovo per asportare il balsamo anche lungo queste incisioni, deporre sulla lamina una goccia del liquido appropriato, coprire con un coprioggetti e fare i confronti sui margini o lungo le incisioni, dove queste o quelli incontrano il minerale di cui si vuol determinare l'indice.

Questo metodo non è consigliabile perchè, tra l'altre cose, fa correre il rischio di distruggere o danneggiare gravemente la sezione.

Si può invece lasciar scoperta, montando la sezione, una parte di essa e su questa, liberata dal balsamo ed eventualmente incisa, fare i confronti.

Più frequentemente si usano dei frammentini minuti, staccati direttamente dalla roccia e, se troppo grossi, schiacciati prima fra due portaoggetti od in un mortaio; si ha così anche il vantaggio di incontrare spesso lamine di sfaldatura le quali, in molti minerali, sono parallele a sezioni principali dell'indicatrice. La linea di Becke si osserva più nettamente se i frammenti sono minuti; si pongono i granuli sopra un portaoggetti, si depone su di essi una goccia del liquido e, specialmente se questo è volatile, si copre con un coprioggetti.

Le sostanze ad indice noto, consigliate per questi confronti, sono moltissime, ma per gli usi comuni si può limitare assai il numero di esse; generalmente ci si serve di due liquidi miscibili tra di loro, ad indici piuttosto distanti e comprendenti quelli dei

minerali che più facilmente capita di studiare: con miscele in proporzioni opportune si possono ottenere liquidi ad indice intermedio. Due liquidi che si prestano molto bene, consigliati da Artini, sono la monobromonaftalina (n = 1,658) e l'olio di vasellina (n = 1,476); io mi servo da molto tempo dell'olio di cannella (n = 1,619) e di quello di lavanda (n = 1,463).

Anche il liquido di Thoulet (soluzione acquosa di ioduro di mercurio e di ioduro di potassio) comunemente usato per la determinazione del peso specifico dei minerali, può servire allo scopo; per esso l'indice di rifrazione, come è mostrato dalla tabella, varia con il peso specifico, carattere questo che si può determinare rapidamente con una bilancia di Westphal.

P. sp.	n_{na}	P. sp.	n_{na}	P. sp.	n_{na}
3,2	1,733	2,6	1,621	2,0	1,509
3,1	1,715	2,5	1,602	1,9	1,491
3,0	1,696	2,4	1,583	1,8	1,473
2,9	1,677	2,3	1,565	1,7	1,455
2,8	1,658	2,2	1,546	1,6	1,437
2,7	1,640	2,1	1,527	1,5	1,419

Non volendo usare il liquido di Thoulet, per indici elevati si può ricorrere a miscele di monobromonaftalina (n = 1,658) e di ioduro di metilene (n = 1,738); per indici ancora più alti si hanno sostanze, che a volte conviene adoperare fuse, sulle quali non mi trattengo perchè, nella pratica petrografica raramente succede di doverle usare.

Quando si adoperino mescolanze di due liquidi e si voglia ottenere una miscela ad indice prestabilito, conoscendo quelli dei due liquidi, ad evitare tenta-

tivi troppo prolungati e conseguentemente spreco di materiali spesso assai costosi, conviene, per una prima approssimazione, ricorrere alla formula che dà l'indice di una mescolanza in funzione di quelli delle sostanze usate e dei respettivi volumi; essa è:

$$n = \frac{n_1 v_1 + n_2 v_2}{v_1 + v_2},$$

dove n è l'indice della miscela, n_1 ed n_2 quelli delle due sostanze, v_1 e v_2 i volumi. Si attribuisce un valore arbitrario ad uno dei due volumi e si risolve rispetto all'altro; per i volumi ci si può riferire al numero delle gocce, che devono essere press'a poco uguali.

In ogni caso, tanto che si usino liquidi puri quanto, e molto più, se si adoperino mescolanze, bisogna sempre verificarne l' indice di rifrazione, variando esso, anche per i primi, con la temperatura e con la provenienza; non c'è mai da fidarsi dei numeri dati dai fabbricanti e neppure di quelli riportati sui testi, numeri che valgono per dati casi o per particolari condizioni; si capisce poi che per le mescolanze la formula data sopra, specialmente se i volumi si stimino contando le gocce, conduce a resultati solo grossolanamente approssimativi.

Per determinare gli indici di rifrazione dei liquidi ci sono vari mezzi fra i quali, p. es., il confronto con minerali o vetri ad indice noto; il metodo più semplice, rapido e sicuro, è quello di usare uno speciale rifrattometro da liquidi, ottimo tra i quali quello di Abbe costruito da Zeiss che dà, in un istante, l'indice per la riga D_{na}, facendosi l'osservazione alla luce del giorno, e con l'approssimazione di un paio di unità della 4ª decimale; esso può usarsi per liquidi ad indici compresi tra 1,3 ed 1,7.

Non mi trattengo sul modo, del resto facilissimo, di adoperar l'apparecchio, perchè è chiaramente spiegato nelle istruzioni che lo accompagnano. Va tenuto conto del fatto che alcuni liquidi, come quello di Thoulet e simili, intaccano rapidamente i vetri ad alto indice; è quindi sconsigliabile determinarne la rifrazione con rifrattometri tipo Abbe, Abbe-Pulfrich, ecc.

Nella determinazione degli indici dei minerali con questo metodo, raramente si arriva, alla prima, all'uguaglianza fra l'indice del minerale e quello del liquido; siccome però si vede subito quale delle due sostanze è più rifrangente, con ripetuti tentativi, variando opportunamente l'indice del liquido, si arriva presto all'uguaglianza o, per lo meno, a sapere che l'indice del minerale è compreso fra quelli, molto vicini, di due liquidi.

Se il minerale è birifrangente bisognerà, operando come ho detto prima per il caso di una sostanza anisotropa e di una isotropa, confrontare successivamente α' e γ' del minerale con n del liquido.

Per determinazioni molto esatte, che però raramente occorrono in petrografia, bisogna usare luce monocromatica.

Un altro metodo, per il quale pure si immergono frammenti di minerale in liquidi ad indice noto, è quello di Schröder van der Kolk, ad illuminazione obliqua; questa si può ottenere con apparecchi vari, o, molto semplicemente, introducendo di lato, fra lo specchio ed il polarizzatore, un ostacolo al passaggio della luce, come un cartone o, addirittura, un dito. Si vedono allora i due orli del minerale, opposti rispetto alla direzione della luce, variamente illuminati, uno dei due scuro; questo orlo scuro si trova da una parte o dall'altra a seconda che il minerale è più o meno rifrangente del liquido, e cioè:

a) L'orlo scuro nell'immagine appare dalla parte dalla quale è stato introdotto l'ostacolo al passaggio della luce: il minerale è più rifrangente del liquido.

b) Appare l'orlo scuro dalla parte opposta a quella dalla quale è stato introdotto l'ostacolo al passaggio della luce: il minerale è meno rifrangente del liquido.

Se i granuli del minerale sono piuttosto piccoli, è bene fare l'osservazione interponendo anche il condensatore.

Per la determinazione degli indici dei minerali si può ricorrere anche ad altri metodi, ai quali non credo di dover accennare, o perchè di applicazione difficile, o perchè richiedono apparecchi speciali, complicati e costosi; si tratta di metodi più mineralogici che petrografici, che perciò sono ampiamente descritti nei trattati di Mineralogia.

§ 5. Osservazione dei colori. – Per lo studio dei colori dei minerali nelle sezioni, convien fare una prima distinzione fra i minerali che anche in tali condizioni rimangono opachi e quelli invece che sono, o divengono, trasparenti.

I primi si trovano in numero molto ristretto fra i veri e propri minerali delle rocce; si tratta spesso di sostanze a riflessione metallica, e principalmente al riconoscimento di questa è diretto allora lo studio. Bisogna operare a luce riflessa; per ciò si mette il microscopio in posizione verticale e si sposta lo specchio, in maniera da escludere la luce trasmessa; usando piccoli ingrandimenti, la luce proveniente dall'alto e che passa tra la fronte dell'obiettivo e la sezione, o quella che vi si può inviare per mezzo di uno specchio, o di lenti opportunamente disposte, è sufficiente per far riconoscere i fenomeni, che appaiono spesso più chiari se durante l'osservazione

si faccia ruotare la piattaforma. Quando i granuli da studiare sieno molto piccoli, in modo che si debbano adoperare ingrandimenti forti, se per ottener questi si usino obiettivi a fuoco corto, la vicinanza della fronte dell'obiettivo alla sezione esclude la massima parte della luce proveniente dall'alto: è allora preferibile usare un obiettivo relativamente debole e supplire con un oculare forte.

Esistono poi obiettivi che, per mezzo di uno specchio di Gauss, o di un piccolo prisma a riflessione totale occupante solo una parte del campo, mandano sulla sezione la luce, proveniente da un illuminatore laterale. Essi però non fanno parte, di solito, del corredo dei microscopi da petrografia e sono più che altro richiesti per gli studi metallografici, oggi tanto progrediti, sia per le sostanze artificiali, sia per i minerali metallici naturali.

Anche le sostanze opache che non presentano riflessione metallica, e quelle pulverulente, terrose, ecc., si studiano, per stabilirne il colore e l'aspetto, nello stesso modo.

I minerali trasparenti, o che lo divengono in sezione molto sottile, anche se intensamente colorati, perdono la loro colorazione, o sbiadiscono molto. Se il petrografo prepara da sè le sezioni, può seguire passo a passo il diminuire dell'intensità delle tinte e fare così delle osservazioni interessanti ed utili.

Conviene distinguere le sostanze isotrope da quelle birifrangenti: le prime, a parità di grossezza, mostrano la stessa colorazione (variabile, s'intende, da una sostanza all'altra) qualunque sia la direzione secondo la quale sono state tagliate, mentre le altre possono, come vedremo fra breve, mostrare differenze di colore notevolissime, a seconda della direzione del taglio e della posizione rispetto alla sezione principale del polarizzatore.

Per le sostanze isotrope tutto sarà detto, riguardo al colore, quando se ne sia indicata la tinta, il tono, l'intensità; non si deve credere però che sia facile indicare a parole le tanto varie colorazioni che si trovano, e può succedere che osservatori diversi indichino in modo differente uno stesso colore. Per ovviare a questo grave inconveniente si è proposto, da tempo, di determinare e nominare i colori per confronto con quelli di scale tipiche, e scale diverse sono state costruite, come quelle di Radde, Ostwald, ecc.; però, specialmente nel nostro caso, buona parte della difficoltà rimane, perchè non è agevole giudicare l'uguaglianza di due colori veduti, per trasparenza l'uno, l'altro invece su di una tavola colorata e quindi, più o meno, per riflessione.

Nelle sostanze anisotrope, come si ha diversità di indice di rifrazione, così l'assorbimento è di grado, o di grado e di qualità, diversi, secondo la direzione nella quale avvengono le vibrazioni; il fenomeno è indicato con il nome di *pleocroismo*.

Se traguardiamo, a luce naturale, una lamina a facce parallele di un minerale birifrangente colorato, vediamo un colore che è la risultante delle colorazioni dovute alle due vibrazioni, perpendicolari fra di loro, che hanno attraversato la lamina; perciò, in generale, due lamine ugualmente spesse, tagliate in direzioni diverse di uno stesso cristallo, appariscono di diverso colore (*colori delle facce*); per noi però, è interessante conoscere i colori che hanno le diverse vibrazioni (*colori degli assi*) e dovremo perciò far in modo di osservarli separati.

Prima di indicare come questo possa ottenersi, vediamo come varia l'assorbimento nei diversi sistemi.

In un cristallo birifrangente uniassico l'onda ordinaria è sempre assorbita, a parità di grossezza,

nello stesso modo; quella straordinaria invece lo è in modo variabile a seconda della direzione, e la differenza massima dall'assorbimento dell'onda ordinaria si ha per le direzioni di trasmissione normali all'asse ottico: avendosi dunque due valori principali di assorbimento, quello costante delle vibrazioni ordinarie e quello delle vibrazioni straordinarie che si trasmettono normalmente all'asse, questi cristalli si dicono *dicroici*; si può avere assorbimento maggiore per le une o per le altre, ciò che si indica con gli schemi $\omega > \varepsilon$ ed $\omega < \varepsilon$.

Nelle sostanze biassiche si hanno tre direzioni principali di assorbimento e perciò esse son dette *tricroiche*; queste tre direzioni coincidono, nel sistema trimetrico, con i tre assi α, β e γ dell'indicatrice; nel sistema monoclino una sola direzione coincide con l'asse cristallografico y, mentre le altre due non corrispondono agli assi dell'indicatrice e possono anche non esser perpendicolari tra di loro; nel triclino finalmente, non si ha nessuna corrispondenza tra le direzioni di assorbimento e gli assi dell'indicatrice.

Nonostante questo si continua ancora, in difetto di dati completi, a studiare l'assorbimento, anche nei cristalli monoclini e triclini, considerando come direzioni principali i tre assi dell'indicatrice, e si scrive perciò $\alpha \gtreqless \beta \gtreqless \gamma$.

Per vedere separatamente i colori degli assi in una data sezione di minerale, basta portare successivamente la direzione α' e quella γ' a coincidere con la sezione principale del polarizzatore: quando questa coincidenza sia stabilita l'onda piana incidente (Cap. IV, § 2) non si scinde ed attraversa la lamina acquistando le proprietà delle vibrazioni α' o γ', a seconda che l'una o l'altra coincida con la direzione di vibrazione del polarizzatore. Se però

vogliamo stabilire non i colori di α' e γ' ma quelli principali, dovremo scegliere le sezioni da studiare. Per una sostanza uniassica, una sezione normale all'asse ottico dà soltanto l'assorbimento di ω; una inclinata sull'asse dà ancora ω ed un valore, ε', intermedio tra ω ed ε; una sezione parallela all'asse dà ω ed ε. Dovremo quindi cercare, e sarà sufficiente al nostro scopo, una sezione parallela all'asse ottico.

Per le sostanze biassiche una sola sezione, anche se parallela ad una sezione principale dell'indicatrice, non è più sufficiente; infatti si ha:

Sez. $\perp$ alla bisettr. positiva (γ) : si vedono i colori α e β
» » » » negat. (α) : » » » » β e γ
» » » normale ottica (β) : » » » » α e γ

Per determinare dunque i tre colori degli assi sono necessarie due lamine, parallele a due diverse sezioni principali: si faranno quattro osservazioni di colori, ma un colore si ripeterà (1).

La difficoltà principale che si incontra in queste determinazioni, sta nel fatto che i diversi colori si vedono successivamente e che perciò il confronto deve esser fatto, per così dire, a memoria: le differenze non molto pronunziate, a prima vista possono sfuggire; un esame accurato e ripetuto, fatto ruotando rapidamente la piattaforma fra le due posizioni a 90° fra di loro, e, più che altro, un po' di pratica, fanno però apprezzare anche diversità molto lievi. Chi abbia difficoltà a vedere piccole differenze di assorbimento può servirsi di speciali oculari dicroscopici i quali, in fondo, non sono altro che l'applicazione del noto dicroscopio di Haidinger al micro-

(1) Per la ricerca di sezioni orientate, sia uniassiche che biassiche, v. Cap. V, § 4.

scopio; in tal caso l'osservazione deve esser fatta a luce naturale, togliendo il polarizzatore.

Prima di lasciare questo argomento, accennerò al fatto che spesso si osservano delle curiose aureole policroiche nell'interno di un minerale, attorno ad una minuta inclusione. Il minerale includente è, di suo, pleocroico, ma il fenomeno è esagerato nell'aureola, tanto che si osserva anche in sostanze le quali, nella grossezza usuale delle sezioni, non mostrano più pleocroismo; spesso in vicinanza dell'inclusione ed in corrispondenza dell'aureola, si notano anche variazioni della birifrazione.

I minerali che, inclusi in altri, producono questi fenomeni, sono numerosi; più di frequente le aureole si osservano intorno ad inclusioni di cristallini di zircone, dumortierite, ortite, rutilo, apatite; sembra che esse sieno in relazione con sostanze radioattive, contenute in questi minerali, e che si manifestino soltanto o, per lo meno, con maggiore intensità, nelle rocce più antiche.

Capitolo IV.

Osservazioni a luce parallela e nicol incrociati.

§ 1. Generalità. – Come dice il titolo di questo capitolo, le osservazioni dovrebbero esser fatte a luce parallela; viceversa la lente che, come abbiamo veduto, si trova fissa al di sopra del polarizzatore, manda verso la sezione raggi convergenti. La convergenza però, dato che si tratta di una lente a fuoco lungo, è piccola, e si possono quindi considerar paralleli i raggi che giungono alla lamina. Del resto quando, ciò che in realtà avviene di rado, si usino ingrandimenti molto forti, per aver sufficiente illu-

minazione bisogna introdurre anche il condensatore e se, nonostante, si parla ancora di osservazioni a luce parallela, è perchè le particolari apparenze che sono caratteristiche dei fenomeni a luce convergente, non si possono vedere con la disposizione usuale di obiettivo ed oculare, e si osservano solo, come dirò a suo tempo, ricorrendo a speciali artifizi.

Supponiamo prima che fra polarizzatore ed analizzatore non ci sia nessuna sostanza birifrangente e che le direzioni di vibrazione dei due nicol facciano un angolo qualsiasi; sia PP′ (fig. 14) la sezione principale del polarizzatore, AA′ quella dell'analizzatore, α il loro angolo, a l'ampiezza della vibrazione proveniente dal polarizzatore. Quando tale vibrazione giunge all' analizzatore si scinde in una vibrazione ordinaria OC che viene eliminata ed in una straordinaria OD che passa; l'ampiezza a_1 della vibrazione trasmessa sarà:

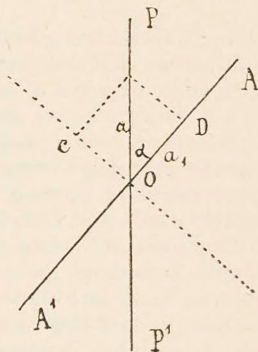


Fig. 14.

$$a_1 = a \cos \alpha.$$

Essendo l'intensità proporzionale al quadrato dell'ampiezza, chiamando I l'intensità della luce proveniente dal polarizzatore, I′ quella della luce che emerge dall'analizzatore, avremo:

$$I = a^2, \quad I' = a_1^2,$$

cioè:

$$I' = I \cos^2 \alpha.$$

Per $\alpha = 0^o$, cioè per il caso che le sezioni principali dei nicol sieno parallele, essendo cos $0^o = 1$, avremo:

$$I' = I,$$

cioè tutta la luce che proviene dal polarizzatore, astrazion fatta dalla piccola quantità assorbita, è trasmessa dall'analizzatore; per $\alpha = 90^o$, cos $\alpha = 0$ e:

$$I = 0.$$

A nicol incrociati quindi, quando cioè le direzioni di vibrazione dell'analizzatore e del polarizzatore sono perpendicolari fra di loro, il campo appare estinto.

§ 2. Direzioni di estinzione. – Se fra i nicol incrociati interponiamo una lamina di sostanza otticamente isotropa, l'onda piana incidente non subisce, traversandola, nessun cambiamento per quanto si riferisce alla sua direzione di vibrazione e, arrivata all'analizzatore, viene totalmente eliminata; se ruotiamo la lamina nel suo piano o anche, eventualmente, se la incliniamo rispetto all'asse del microscopio, le cose non cambiano. Se ne può concludere che le sostanze isotrope osservate a nicol incrociati, restano costantemente estinte.

Contegno interamente diverso mostrano le sostanze birifrangenti; sappiamo che in esse, in ogni direzione, si possono trasmettere in generale, e si trasmettono solamente, due onde piane, vibranti secondo gli assi dell'ellisse che un piano normale alla direzione considerata, passante per il centro dell'indicatrice ottica, taglia nell'indicatrice stessa.

Sieno, al solito, PP' ed AA' (fig. 15) le sezioni principali rispettivamente del polarizzatore e dell'analizzatore e BB', CC' le direzioni di vibrazione della lamina; la vibrazione proveniente dal polarizzatore ed incidente normalmente sul minerale, si scompone in due, secondo BB' e CC' ed ognuna di

queste, a sua volta, giunta all'analizzatore, si scinde in una vibrazione ordinaria, che è eliminata, ed in una straordinaria (b e c), che passa: la luce, tra i nicol incrociati, viene dunque ristabilita.

Facciamo ruotare la lamina nel suo piano fino a che una delle sue direzioni di vibrazione, p. es. BB′, viene ad esser parallela a quella, PP′, del polarizzatore; l'onda piana polarizzata incidente, vibrando in una direzione che è, ora, direzione di vibrazione della lamina, non si scinde e, giunta all'analizzatore, viene eliminata: si ha estinzione.

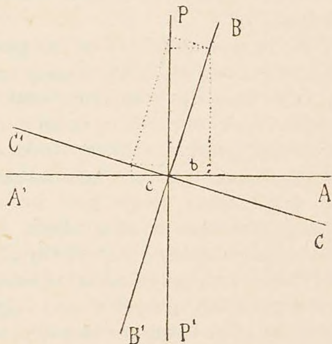


Fig. 15.

Ruotando la piattaforma del microscopio, e quindi la lamina nel suo piano, di 360°, quattro volte, a 90° l'una dall'altra, si ha coincidenza delle direzioni di vibrazione della lamina con quelle dei nicol e perciò quattro volte si ha estinzione.

In generale quindi, ponendo una lamina birifrangente fra i nicol incrociati si ristabilisce la luce, ma ruotando la lamina nel suo piano di 360° si hanno quattro posizioni di estinzione, a 90° l'una dall'altra.

Se peraltro la lamina è stata tagliata parallelamente ad una sezione ciclica dell'indicatrice, le cose vanno diversamente. In sostanze uniassiche, a luce rigorosamente parallela, bianca o monocromatica, la sezione resta sempre estinta, perchè l'asse ottico è direzione di isotropia comune per tutti i colori;

le osservazioni però, come ho avvertito, non si fanno a luce esattamente parallela e quindi questa non attraversa la lamina esattamente in direzione di isotropia: perciò, se le lamine sono piuttosto spesse, si potrà vedere una leggera illuminazione. Per la grossezza che usualmente hanno le sezioni sottili, e non usando il condensatore, le lamine uniassiche normali all'asse ottico appaiono peraltro costantemente estinte.

Nelle sostanze biassiche gli assi ottici per i vari colori, come ho detto a suo tempo, non coincidono, perciò una data lamina sarà parallela alla sezione ciclica per un certo colore ma non per gli altri; avremo dunque, osservando a luce bianca, la sezione leggermente illuminata, in modo speciale se la dispersione degli assi ha un valore notevole, e questo anche usando luce esattamente parallela. Ma anche a luce monocromatica, se, come sempre avviene, i raggi incidenti sulla lamina non sono proprio paralleli, per la stessa ragione che può produrre una leggera luminosità nelle sostanze uniassiche tagliate parallelamente ad una sezione ciclica, e qui in misura ancor maggiore, avremo che il campo non è interamente estinto (1).

Riassumendo, quindi, si può dire:

a) Le sostanze birifrangenti, osservate a nicol incrociati e luce parallela, ristabiliscono in generale la luce; per rotazione di 360° esse estinguono in quattro posizioni a 90°.

b) Le sezioni normali all'asse ottico delle sostanze uniassiche, osservate a luce bianca o monocromatica esattamente parallela, sono sempre estinte; divengono leggermente illuminate e tali rimangono

---

(1) Si riteneva prima che a ciò contribuisse anche la rifrazione conica interna, ma ricerche posteriori hanno mostrato che questo non è.

anche ruotate nel loro piano, se spesse ed osservate a luce non rigorosamente parallela.

c) Le sezioni normali ad un asse ottico di sostanze biassiche sono in generale leggermente illuminate, sia a luce bianca, che a luce monocromatica non esattamente parallela; una rotazione della lamina nel suo piano non altera il fenomeno.

§ 3. Colori d'interferenza. – Le vibrazioni trasmesse dall'analizzatore quando fra i nicol incrociati è posta una lamina birifrangente fuor delle posizioni di estinzione, possono interferire; esse infatti soddisfano alle condizioni per ciò stabilite da Fresnel ed Arago, e cioè: *a*) si propagano nella stessa direzione ed hanno piani di polarizzazione paralleli; *b*) provengono da una stessa onda polarizzata linearmente.

Supponiamo prima, di far l'osservazione a luce monocromatica; l'onda piana proveniente dal polarizzatore ed incidente perpendicolarmente la lastrina del minerale, dà origine a due onde piane propagantisi nella stessa direzione, normale alla lamina, con velocità v_1 e v_2 e vibranti in direzioni perpendicolari tra di loro, parallele agli assi dell'ellisse tagliata nell'indicatrice da un piano passante per il centro e parallelo alla sezione. I tempi che le due onde piane impiegheranno ad attraversare la lamina di grossezza g, saranno diversi e cioè:

$$t_1 = \frac{g}{v_1}, \qquad t_2 = \frac{g}{v_2}.$$

Una delle due onde piane si troverà perciò, all'uscita, in ritardo sull'altra, e questo ritardo sarà dato da:

$$t_2 - t_1 = g\left(\frac{1}{v_2} - \frac{1}{v_1}\right). \qquad (1)$$

Gli spazi che le due onde piane avrebbero percorso nell'aria durante i tempi t_1 e t_2 sarebbero, essendo v la velocità della luce nell'aria:

$$s_1 = t_1 v \qquad s_2 = t_2 v,$$

e la differenza di cammino percorso:

$$s_2 - s_1 = v\,(t_2 - t_1).$$

Sostituendo a $t_2 - t_1$ il valore dato dalla (1) si ha:

$$s_2 - s_1 = vg\left(\frac{1}{v_2} - \frac{1}{v_1}\right) = g\left(\frac{v}{v_1} - \frac{v}{v_2}\right).$$

Ma $\frac{v}{v_1}$ e $\frac{v}{v_2}$ non sono altro che gli indici di rifrazione, γ' ed α', delle due onde piane traversanti la lamina, e la differenza di cammino sarà perciò:

$$s_2 - s_1 = g\,(\gamma' - \alpha'). \qquad (2)$$

Questa differenza sarà espressa con la stessa unità con la quale è espresso g, p. es. in mm.; se dividiamo ambo i membri della (2) per la lunghezza d'onda, λ, della luce adoperata, $\frac{s_2 - s_1}{\lambda}$ ci darà una differenza di fase. Il valore $\gamma' - \alpha'$ si chiama *potenza birifrattiva* della lamina.

Uscite dalla lamina le due onde si trasmetteranno nell'aria con uguale velocità, fino all'analizzatore, e quindi manterranno la differenza di fase acquistata; esse, come ho detto, interferiranno nell'analizzatore e l'intensità della luce emergente dipenderà da questa interferenza; tale intensità, I, è data dalla formula:

$$I = a^2 \operatorname{sen}^2 2\,\varphi \operatorname{sen}^2\left(\pi\,\frac{g\,(\gamma' - \alpha')}{\lambda}\right), \qquad (3)$$

dove a indica l'ampiezza della vibrazione incidente e φ l'angolo che una delle due direzioni di vibrazione della lamina fa con quella del polarizzatore (1).

L'intensità della luce trasmessa dipende quindi in primo luogo da φ; per $\varphi = 0^0$ sarà $\text{sen}^2\, 2\,\varphi = 0$ ed $I = 0$. Questo conferma quanto è stato stabilito in altro modo nel paragrafo precedente, cioè che la lamina appare estinta quando una delle sue direzioni di vibrazione coincide con quella del polarizzatore. Avremo invece un massimo di I per $\text{sen}^2\, 2\,\varphi = 1$ cioè per $\varphi = 45^0$; la sezione darà dunque un massimo di illuminazione, quando le sue direzioni di vibrazione sono a 45^0 da quelle dei nicol.

Ma il valore di I dipende anche dal termine $\text{sen}^2 \left(\pi \frac{g\,(\gamma' - \alpha')}{\lambda}\right)$; il massimo si avrà quando esso assume il valore 1, cioè quando:

$$g\,(\gamma' - \alpha') = (2\,n + 1)\,\frac{\lambda}{2},$$

dove n zero od è un numero intero qualunque; in altre parole, facendo le direzioni di vibrazione dei nicol un angolo qualunque, diverso da 0^0, con quelle della lamina, si avrà interferenza positiva, cioè massimo di luminosità, quando la differenza di fase è uguale ad un numero dispari di mezze lunghezze d'onda, ossia quando le due vibrazioni escono dalla lamina in opposizione di fase.

Il minimo si avrà per $\text{sen}^2 \left(\pi \frac{g\,(\gamma' - \alpha')}{\lambda}\right) = 0$, ciò che avverrà per:

$$g\,(\gamma' - \alpha') = 2\,n\,\frac{\lambda}{2},$$

(1) È questa la forma che la formula generale, ottenuta dal Fresnel, prende nel caso particolare che i due nicol sieno incrociati. Chi desideri conoscere la formula generale e vedere come essa si ottenga, può consultare un qualunque trattato di ottica cristallografica.

cioè quando le due vibrazioni escono dalla lamina in concordanza di fase.

Dunque a nicol incrociati e luce monocromatica, si può avere estinzione costante di una lamina birifrangente tagliata in direzione qualsiasi, sempre che la sua grossezza e la sua potenza birifrattiva sieno tali, da produrre una differenza di fase uguale ad un numero intero di lunghezze d'onda della luce adoperata.

Se facciamo l'osservazione a luce bianca, cioè con luce composta di radiazioni con diverse lunghezze d'onda, avremo che interferiranno negativamente tutte quelle per le quali:

$$\frac{g\,(\gamma' - \alpha')}{\lambda} = 1, 2, 3 \ldots$$

Le radiazioni per le quali ciò non avviene contribuiranno invece ad illuminare la lamina, e particolarmente saranno rinforzate quelle per le quali:

$$\frac{g\,(\gamma' - \alpha')}{\lambda} = \frac{1}{2}, \frac{3}{2}, \frac{5}{2} \ldots$$

La luce emergente dall'analizzatore non sarà perciò bianca, alcune radiazioni venendo eliminate; la lamina ci apparirà colorata ed i colori così ottenuti si dicono *colori d'interferenza*.

La tinta dipenderà soltanto da $g\,(\gamma' - \alpha')$ cioè dalla grossezza della lamina e dalla sua potenza birifrattiva, e si manterrà durante la rotazione della lamina nel suo piano; con questa rotazione varierà però l'intensità della illuminazione che sarà massima quando le direzioni di vibrazione della lamina sono a 45° da quelle dei nicol.

Resta ancora da considerare l'influenza della dispersione degli elementi dell'indicatrice che, come

abbiamo veduto, si ha nelle sostanze biassiche; essa sarà nulla a luce monocromatica, mentre a luce bianca, non coincidendo generalmente più fra di loro, in conseguenza di essa, le direzioni di vibrazione di una data lamina per i diversi colori, l'estinzione non sarà netta. Infatti l'angolo φ, nella (3), non prenderà il valore 0° contemporaneamente per le diverse lunghezze d'onda o, ciò che è lo stesso, le direzioni di vibrazione per colori diversi non coincideranno nello stesso momento con le sezioni principali dei nicol. Dato il piccolo valore che ha generalmente la dispersione, questo fenomeno si mostra solo di rado con una certa evidenza, ma appunto per questo, quando esiste può costituire un buon carattere diagnostico.

Conoscendo la lunghezza d'onda delle varie luci che costituiscono quella bianca, si può facilmente vedere quali, per una data differenza di cammino, o per un dato *ritardo*, come comunemente si dice, interferiscono positivamente e quali invece vengono annullate per interferenza negativa; si può quindi anche stabilire quale sarà il colore d'interferenza corrispondente ad un ritardo dato, e come essi si susseguono per ritardi regolarmente variabili.

Si vede così che partendo da un ritardo 0, per il quale si ha completa oscurità, si passa ad un grigio scuro, poi al bianco, al bianco-giallognolo, al giallo, giallo-aranciato, rosso; seguono i colori porpora, violetto, azzurro, verde, giallo, arancione, rosso e di qui innanzi i colori si riproducono periodicamente nell'ordine dal violetto al rosso. Tutta questa successione corrisponde ai ben noti colori della scala di Newton; essa viene, in conseguenza della sopra accennata periodicità, divisa in ordini e precisamente il I ordine comprende i colori prodotti da ritardi fra 0 e 550 $\mu\mu$, il II da tal limite a 1100 $\mu\mu$, il III

fino a 1650 μμ, il IV fino a 2050 μμ. (v. tav. in fine del volume).

Via via che i ritardi aumentano, i colori d'interferenza divengono sempre meno netti, perchè avvengono interferenze positive e negative in gran numero per molte lunghezze d'onda, e si passa al così detto bianco di alto ordine.

Se il minerale ha colorazione propria, i colori d'interferenza non hanno la purezza mostrata generalmente da quelli dei minerali incolori, anzi possono anche esser interamente mascherati.

Ma anche prescindendo da ciò, i colori di interferenza differiscono spesso da quelli, diciamo così, normali della scala di Newton, si hanno cioè *colori anomali*. Il fenomeno può dipendere dalla dispersione della birifrazione, cioè dal fatto che la potenza birifrattiva per lunghezze d'onda diverse è molto differente; può, in conseguenza di questo, succedere anche che un dato minerale sia, entro i limiti dello spettro visibile, positivo per certe lunghezze d'onda, negativo per altre. Lo studio di questi fenomeni è molto complesso ed a me basta di avervi accennato appena; nello studio dei singoli minerali delle rocce, ne troveremo parecchi che mostrano appunto colori d'interferenza anomali.

§ 4. Determinazione delle estinzioni. – L'angolo che, in una determinata lamina, le direzioni α' e γ' fanno con delle linee cristallografiche opportunamente scelte, è uno dei caratteri diagnostici più utili. Come linee cristallografiche di riferimento si prendono o quelle del contorno, o le tracce di sfaldatura, o quelle di piani di geminazione.

Potranno aversi due casi: *a*) le direzioni α' e γ' sono parallele o normali (fig. 16) alla linea di riferimento, ovvero bisecano l'angolo formato da due di esse (fig. 17): si dice che l'*estinzione è retta*; *b*) le

direzioni α' e γ' sono oblique rispetto alle direzioni di riferimento: *l'estinzione è obliqua* (fig. 18).

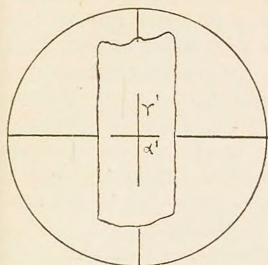


Fig. 16.

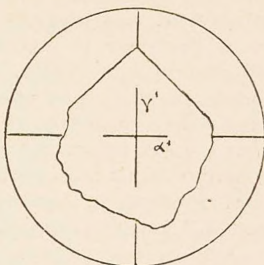


Fig. 17.

Per determinare l'angolo che una direzione di estinzione fa con una linea di riferimento, si porta quest'ultima, meglio, se possibile, senza analizzatore, a coincidere con uno dei fili del reticolo e si fa una prima lettura sulla graduazione dell'orlo della piattaforma; si introduce poi l'analizzatore, si ruota la lamina fino a che essa appaia estinta e si fa una seconda lettura: la differenza ci dà l'angolo cercato. Naturalmente, specie quando si vogliano resultati molto esatti, non ci si contenta di due sole letture, ma si ripete un paio di volte la messa a posto della linea di riferimento e parecchie quella dell'estinzione; si prende poi la differenza dei valori medi.

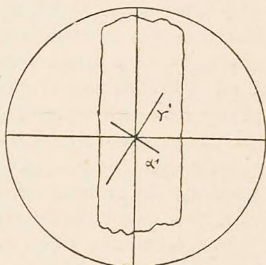


Fig. 18.

Il giudicare in quale precisa posizione la lamina sia estinta è tutt'altro che facile: non si tratta del passaggio dalla luce all'oscurità, ma di quello da una minore ad una maggiore oscurità; per questo conviene prendere la media di parecchie letture fatte riportando ogni volta, per rotazione della piattaforma, la sezione ad essere illuminata e quindi, ruotando inversamente, all'oscurità. Con la pratica si arriva assai presto ad avere buone approssimazioni e perciò quasi mai vengono usati i numerosi e svariati apparecchi, costruiti con lo scopo di una più esatta determinazione delle estinzioni.

Quando lo si ritenga necessario, si può utilmente ricorrere al gesso a rosso di I ordine, che essendo indispensabile per altre importanti determinazioni, fa parte del corredo di ogni microscopio da petrografia. Ponendo la lamina di gesso nell'apposita apertura fra obiettivo ed oculare, con le sue direzioni di vibrazione a 45° da quelle dei nicol, se sulla piattaforma non c'è nulla, o se c'è un minerale all'estinzione, il campo appare colorato, a nicol incrociati, di una tinta rosso-violacea, al confine fra il I ed il II ordine; se invece c'è un minerale birifrangente non in posizione esatta di estinzione, la tinta si altera subito (v. questo capitolo § 7); per suo mezzo si possono dunque riconoscere sezioni a debole birifrazione da sezioni estinte, e si può stabilire la precisa posizione dell'estinzione.

Specialmente bene riesce l'osservazione, se il minerale occupa solo una parte del campo, l'altra rimanendo perfettamente libera, perchè così si può far direttamente il confronto fra il colore dovuto al gesso solo e quello dato dal gesso e dal minerale sovrapposti; quest'ultimo sarà in esatta posizione di estinzione quando tutto il campo appare uniformemente colorato.

Il metodo ha sensibilità assai minore se il minerale del quale si vuol determinare l'estinzione, ha una forte colorazione propria, ed è inapplicabile per sostanze che presentino notevole dispersione degli elementi dell'indicatrice.

È ovvio che quando si vogliano resultati molto esatti, bisogna tener conto di una eventuale divergenza fra la direzione di vibrazione del polarizzatore ed il filo del reticolo al quale ci si riferisce (v. pag. 30). Così se si misura rispetto al filo N-S ed il termine di correzione, ottenuto nel modo descritto, ha segno +, esso si aggiunge al valore trovato se per portare all'estinzione si è ruotato nel verso contrario al movimento delle lancette dell'orologio, si toglie nel caso opposto; se esso ha segno — si toglie ruotando contrariamente alle lancette, si aggiunge in caso contrario. In pratica, visto le piccolissime differenze che si hanno, nei buoni apparecchi, fra la direzione della sezione principale del polarizzatore ed il corrispondente filo del reticolo, raramente si dovrà ricorrere a tal correzione.

Per minerali con dispersione notevole degli elementi dell'indicatrice, le estinzioni dovranno esser determinate a luce monocromatica.

§ 5. Estinzioni nei vari sistemi. – Le estinzioni ci possono fornire un carattere per stabilire il sistema di cristallizzazione dei minerali; vediamo perciò come esse cambino col variare della simmetria.

a) Sistema dimetrico. L'indicatrice ottica è una ellissoide di rotazione; gli assi dell'ellisse che un piano qualsiasi, passante per il centro, taglia nell'indicatrice sono, uno l'intersezione fra il piano considerato e quello perpendicolare all'asse ottico (direzione di vibrazione ω), l'altro la proiezione dell'asse ottico sul piano prescelto (direzione di vibrazione ε').

Una direzione di estinzione è perciò sempre parallela alla traccia della base sul piano della sezione: qualunque sia dunque l'orientazione della lamina, se si può rintracciarvi la traccia della base avremo, rispetto ad essa, estinzione a 0°.

In cristalli appiattiti secondo la base, le sezioni allungate estingueranno sempre a 0° con l'allungamento; sezioni della zona [001] estinguono sempre a 0° con l'allungamento o con le tracce della sfaldatura prismatica; l'estinzione sarà retta, rispetto alle tracce di facce corrispondenti qualsiansi, cioè bisecherà l'angolo formato dalle tracce di dette facce, se la sezione è perpendicolare ad uno dei piani di simmetria secondaria.

Sezioni qualunque hanno in generale estinzioni oblique, a meno che non mostrino la traccia della base, rispetto alla quale, come ho detto, l'estinzione è sempre a 0°.

b) Sistema romboedrico-esagonale. Vale quanto detto per il sistema dimetrico.

c) Sistema trimetrico. Le sezioni parallele ai tre pinacoidi di {001}, {100}, {010}, lo sono pure alle tre sezioni principali ed hanno estinzioni rette. Così pure hanno estinzioni rette quelle delle tre zone principali [100], [010], [001], se riferite all'asse di zona od alle sfaldature pinacoidali. Le sezioni qualunque hanno, in generale, estinzione obliqua.

d) Sistema monoclino. Uno degli assi dell'indicatrice coincide con [010]; le sezioni appartenenti alla zona [010] hanno estinzione retta, le altre, in generale, obliqua.

e) Sistema triclino. Tutte le sezioni mostrano, in generale, estinzione obliqua.

§ 6. Estinzioni nei geminati. – I geminati sono spesso riconoscibili nelle sezioni sottili, per il fatto

che i due o più individui che li costituiscono, a meno che non si tratti di una geminazione ad assi paralleli, hanno diversa orientazione ottica.

In generale, per quello che ha interesse petrografico, si possono considerare:

a) Geminati nei quali piano di unione e piano di geminazione coincidono; il piano di geminazione è una faccia del cristallo ed è piano di simmetria ottica del gruppo geminato ([1]). Son detti geminati per *emitropia normale*.

b) Geminati con asse di geminazione parallelo ad uno spigolo del cristallo e contenuto nel piano di unione, che è in generale una faccia ad indici semplici; il piano di geminazione non coincide con quello di unione: geminati per *emitropia parallela*.

c) Combinazione di un geminato del primo tipo con uno del secondo, aventi lo stesso piano di unione: è la così detta *emitropia complessa*.

In generale un piano qualunque che taglia un geminato, incontra in direzioni diverse le indicatrici dei due individui associati; le proprietà ottiche delle due parti nelle quali è divisa la sezione dalla traccia del piano di unione saranno perciò differenti; tali parti mostreranno colori d'interferenza ed estinzioni diverse.

Nei geminati del tipo *a*), come ho detto, il piano di geminazione, coincidente con quello di unione, è piano di simmetria ottica del gemello: se perciò un geminato di tal sorta è tagliato perpendicolarmente al piano di geminazione, le due ellissi di intersezione con le due indicatrici sono uguali e di-

---

([1]) Ricordo che si intende per asse di geminazione la retta attorno alla quale ruotato di 180° uno dei due individui geminati, esso viene in posizione di ricuoprimento con l'altro; piano di geminazione è il piano normale all'asse di geminazione; piano di unione quello secondo il quale sono riuniti i due individui geminati.

sposte simmetricamente rispetto alla traccia del piano di geminazione (fig. 19); essendo perciò α' e γ' di un individuo uguali, rispettivamente, ad α' e γ' dell'altro, le intensità luminose, in una posizione qualunque delle direzioni di vibrazione dei due individui rispetto alla sezione principale del polarizzatore, secondo la (3) pag. 60 saranno:

$$I = a^2 \operatorname{sen}^2 2\varphi \operatorname{sen}^2 \left(\pi \frac{g(\gamma' - \alpha')}{\lambda}\right),$$

$$I' = a^2 \operatorname{sen}^2 2\varphi' \operatorname{sen}^2 \left(\pi \frac{g(\gamma' - \alpha')}{\lambda}\right).$$

e si avrà $I = I'$ quando:

$$\operatorname{sen}^2 2\varphi = \operatorname{sen}^2 2\varphi'.$$

Questo avverrà quando la traccia del piano di unione coincide con una delle sezioni principali dei nicol e quando è a 45° da esse. Inoltre l'estinzione nei due individui, riferita alla traccia del piano di geminazione, deve avvenire simmetricamente: in altre parole, se si porta questa traccia a coincidere con uno dei fili del reticolo e si ruota in un verso fino a che uno dei due individui sia estinto e poi, partendo di nuovo dalla coincidenza della traccia di geminazione con lo stesso filo del reticolo, si ruota nel verso opposto fino all'estinzione del secondo individuo, i due angoli di estinzione devono esser uguali.

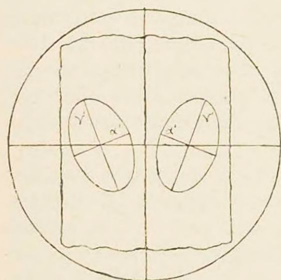


Fig. 19.

È evidente che di sezioni di questo tipo se ne possono avere infinite e che l'asse della zona alla quale appartengono è l'asse di geminazione; per le sue proprietà questa zona, importantissima, come dirò a suo tempo, per la determinazione dei plagioclasi, si chiama *zona simmetrica*.

Nelle emitropie del secondo tipo il piano di unione non è più piano di simmetria del gemello; la zona che ha per asse la normale a tal piano non è più dunque simmetrica; esiste anche qui una zona simmetrica ed è quella che ha per asse l'asse di geminazione: essa gode di proprietà analoghe a quelle della zona simmetrica delle emitropie normali, ma le sezioni che ad essa appartengono sono variamente inclinate sul piano di unione.

Nei geminati del tipo *c*) si ha che un individuo, che chiameremo 1, è geminato per emitropia normale con un individuo 1′; a questo se ne unisce, per emitropia parallela uno, 2′, che, a sua volta, può esser unito per emitropia normale ad un quarto individuo 2. In generale invece di quattro individui se ne hanno molti, cioè ad 1′ se ne unisce un altro per emitropia normale, che avrà la posizione di 1 e così continuando; lo stesso avviene per 2. Succede anche il caso però, che il complesso sia limitato ai due individui 1 e 2′ che sono quelli che lo caratterizzano; la loro posizione può esser considerata come quella di due individui geminati secondo un asse giacente in una faccia del cristallo e normale ad uno spigolo del cristallo, situato esso pure nella faccia suddetta; il piano di geminazione è allora normale ad una faccia e parallelo ad uno spigolo giacente nella faccia stessa.

Importante, per i complessi, è la zona che ha per asse l'asse di geminazione dell'emitropia normale: essa è simmetrica per gli individui 1 ed 1′, 2 e 2′.

In altre parole, in sezioni di tale zona 1 ed 1′ avranno estinzione simmetrica rispetto alla traccia del piano di unione e così 2 e 2′, essendo diverso però l'angolo di estinzione dei primi due da quello degli altri due (fig. 20). Portando la traccia del piano di unione a 45° dalle sezioni principali dei nicol, 1 ed 1′ avranno la stessa illuminazione e così 2 e 2′, essendo però diversa quella dei primi da quella degli altri, in modo che scompare la emitropia normale ed il complesso appare formato da due soli individui I e II (fig. 21); una rotazione, anche piccola, fa subito riapparire le lamelle 1 ed 1′ in I, 2 e 2′ in II (fig. 22).

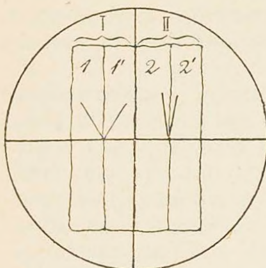


Fig. 20.

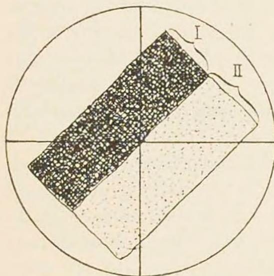


Fig. 21.

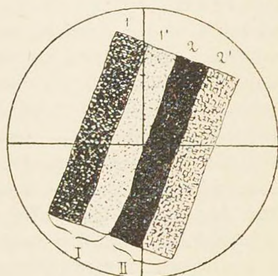


Fig. 22.

§ 7. Determinazione del segno delle direzioni di vibrazione. – L'estinzione determinata come è stato indicato nel precedente § 4, indica solo

che una delle direzioni di vibrazione della lamina fa un certo angolo con la linea di riferimento prescelta, ma non ci dice se è la α' o la γ'; si chiama determinazione del segno delle vibrazioni o, in modo meno proprio, del segno delle estinzioni, il riconoscimento di α' da γ'.

Per arrivare a distinguere fra di loro α' da γ', si ricorre ad apparecchi ausiliari, basati tutti sull'azione che produce, nei fenomeni di interferenza, la sovrapposizione di due lamine birifrangenti.

Senza trattar il caso generale, nel quale cioè le direzioni di vibrazione delle due lamine fanno un angolo qualsiasi, vediamo che cosa succede quando esse sono parallele; possono darsi due casi:

a) α' di una lamina è parallelo ad α'_1 dell'altra e, naturalmente, γ' a γ'_1; la sovrapposizione avviene cioè ad assi paralleli. Il ritardo, che le due onde piane subiscono nelle due lamine, è dello stesso segno ed il ritardo totale sarà uguale alla somma dei due ritardi parziali; otterremo lo stesso effetto che si sarebbe avuto, se invece di sovrapporre alla prima una seconda lamina, la si fosse sostituita con una di maggior grossezza o più birifrangente. Il colore d'interferenza sarà più alto di quello di ciascuna lamina da sola; se, p. es., la prima lamina produceva un ritardo di 150 $\mu\mu$ e la seconda uno di 500 $\mu\mu$, il ritardo totale sarà di 650 $\mu\mu$; la prima lamina da sola avrebbe dato un colore d'interferenza grigiastro di I ordine, la seconda rosso, pure di I ordine, sovrapposte daranno un azzurro di II ordine.

b) α' di una lamina è parallelo a γ'_1 dell'altra, e γ' ad α'_1: sovrapposizione ad assi incrociati. I due ritardi sono di segno contrario e quindi si sottraggono; il ritardo totale sarà certo minore di quello della lamina a ritardo maggiore e quindi il colore d'interferenza di questa sarà abbassato: con gli stessi

ritardi singoli che avevo presi per esempio nel caso precedente, il ritardo totale sarà 500 $\mu\mu$ — 150 $\mu\mu$ = 350 $\mu\mu$; la lamina a ritardo maggiore dava da sola, come abbiamo veduto, il rosso di I ordine, le due insieme daranno il giallo, pure di I ordine.

Nel caso particolare che i due ritardi di segno contrario sieno uguali in valore assoluto, il ritardo resultante, ad assi incrociati, sarà nullo, ed il campo apparirà estinto: si ha il fenomeno del *compenso*.

Se ora per una data lamina vogliamo sapere quale delle direzioni di estinzione corrisponde ad α' e quale a γ', e le sovrapponiamo una lamina ad orientazione nota, dal prodursi dell'uno o dell'altro dei fenomeni, prima indicati, avremo la soluzione del problema.

Le lamine orientate che si adoprano usualmente sono la mica $\frac{1}{4}\lambda$, il gesso a rosso di I ordine, il cuneo di quarzo o di gesso I-IV ordine. Queste lamine sono racchiuse fra due vetrini e spesso, le prime due, protette da un'armatura metallica, sulla quale son segnate le direzioni di vibrazione; una di esse per lo più coincide con l'allungamento (v. fig. 23). Le lamine vengono introdotte nell'apposita apertura fra obiettivo ed analizzatore, in modo che l'allungamento sia disposto a 45° dai piani di vibrazione dei nicol, in direzione NO-SE.

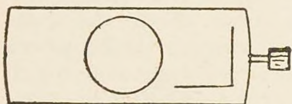


Fig. 23.

Alcuni microscopi hanno l'apertura in direzione E-O, ed allora la lamina, di mica o di gesso, è disposta con le direzioni di vibrazione a 45° rispetto ai lati della montatura (v. fig. 24), in modo che esse vengano a trovarsi pure a 45° dalle sezioni principali dei nicol, una volta introdotta la lamina nell'aper-

tura. Quando si ha questa disposizione bisogna stare attenti al modo come la lamina viene introdotta; supponiamo infatti di metterla prima in un modo qualsiasi e poi capovolta: se la direzione γ era orientata NO-SE nel primo caso, nel secondo sarà diretta NE-SO.

Ho detto che in generale le direzioni di vibrazione sono segnate sulla montatura, ma questo non sempre avviene e poi, ad ogni modo, è bene verificare, una volta per tutte, le lamine del proprio microscopio, ad evitare gli errori che proverrebbero da una eventuale indicazione sbagliata. Basta per questo stabilire l'orientazione di una delle lamine, che poi servirà per fissare quella delle altre.

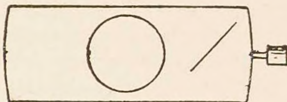


Fig. 24.

Se non si dispone di nessuna sezione di minerale ad orientazione certamente nota, si può procedere nel modo seguente. Posta la lamina di mica sulla piattaforma del microscopio, si dispone l'apparecchio per l'osservazione a luce convergente (v. Cap. V, § 1); la mica ha la bisettrice acuta normale, o quasi, alla base e la lamina $\frac{1}{2}\lambda$ è, per l'appunto, ottenuta per isfaldatura secondo la base: si osserverà quindi la figura caratteristica delle sezioni perpendicolari alla bisettrice acuta (Cap. V, § 3). Si vedrà cioè una croce nera (le curve colorate mancano per la poca grossezza della lamina) quando le direzioni di vibrazione della lamina corrispondono a quelle dei nicol, croce che si apre ruotando la piattaforma e che dà origine ai due rami d'una iperbole, quando le direzioni di vibrazione della mica sono a 45° dalle sezioni principali dei nicol. Una linea che unisca gli apici dei rami dell'iperbole, coincide con la trac-

cia del piano degli assi ottici (fig. 25), ossia, poichè la mica è negativa, con γ. In pratica si opererà così: ottenuta la croce nera si ruota, in un verso qualsiasi, di 45°; se gli apici delle iperboli vengono a porsi nei quadranti NO-SE, la direzione γ sarà pure orientata NO-SE; naturalmente se i lati lunghi della montatura sono orientati pure, NO-SE, γ sarà ad essi parallela.

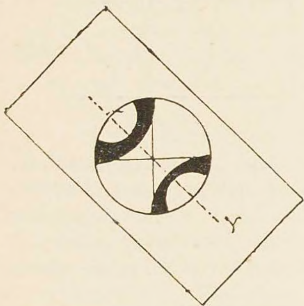


Fig. 25.

Stabilita così l'orientazione della mica, la si sovrappone al gesso, in modo che i lati lunghi delle montature delle due lamine si corrispondano; la doppia lamina così ottenuta si pone sulla piattaforma, tra i nicol incrociati a luce parallela, con l'allungamento a 45° rispetto ai fili del reticolo: se appare un colore azzurro le due lamine sono orientate nello stesso modo, se invece si ha un giallo, in modo contrario.

Mostrerò tra poco come si stabilisce l'orientazione della bietta di quarzo o di gesso.

Uso della mica $\frac{1}{4}\lambda$. Questa lamina, come lo dice il suo nome, produce un ritardo uguale ad $\frac{1}{4}$ della lunghezza d'onda della luce gialla del sodio; da sola, fra i nicol incrociati, dà un color grigio-biancastro del I ordine.

Supponiamo, per fissar le idee, che la mica sia orientata, come del resto quasi sempre avviene, con γ parallelo al lato lungo della montatura, e che l'apertura per la quale la si introduce sia disposta NO-SE. Portiamo il minerale all' estinzione e poi

ruotiamo di 45° nel verso contrario alle lancette dell'orologio: la direzione di estinzione che prima coincideva con il filo N-S, si trova ora diretta NO-SE e quella che era disposta E-O, NE-SO; introduciamo la mica e, per quello che ho detto prima, la sua direzione γ si troverà orientata NO-SE: se il colore d'interferenza, rispetto a quello che dava il minerale da solo, sale nella scala di Newton, si ha coincidenza, cioè la direzione ora NO-SE, che all'estinzione era N-S, è γ', quella perpendicolare è α'. Se il colore d'interferenza cala si ha l'opposto, cioè la direzione che all'estinzione era N-S è α', quella perpendicolare γ'.

È molto facile sbagliare queste determinazioni, se non si sta attenti al verso della rotazione; perciò, a scanso di possibili, anzi, di probabili errori, è bene, per il principiante, operare sempre nello stesso modo, p. es. in quello che è stato indicato ora, cioè: riferire sempre le estinzioni ad uno stesso filo, a quello N-S; dopo l'estinzione ruotare nel verso contrario a quello del movimento delle lancette dell'orologio: la direzione che era prima N-S viene così a disporsi NO-SE ed è dello stesso segno di quella della mica nella direzione NO-SE se il colore sale, di segno contrario se cala.

La mica $\frac{1}{4}\lambda$ si adopera utilmente per minerali che dieno colori d'interferenza compresi fra la fine del I e quella del II ordine; per birifrazioni più alte o più basse la variazione del colore d'interferenza può essere ambigua.

Uso del gesso a rosso di I ordine. Si adopera per minerali che dànno colori d'interferenza bassi, al di sotto del giallo di I ordine; si usa come la mica $\frac{1}{4}\lambda$, con la differenza che, essendo il ritardo del minerale più piccolo di quello del gesso, il salire o scendere del colore di interferenza si

deve contare a partire dal colore di interferenza dato dal gesso, cioè dal rosso di I ordine. In posizione parallela si hanno azzurri o verdi di II ordine, in posizione incrociata, gialli o biancastri di I ordine. Occorre anche por mente al fatto che molto spesso il gesso è montato in modo diverso dalla mica, cioè ai lati lunghi della montatura corrisponde, in generale, α: di questo ci saremo resi conto nella verifica preliminare.

Uso della bietta di quarzo o di gesso. Si tratta di un cuneo di quarzo o di gesso, molto acuto con γ, generalmente, parallelo ai lati corti ed α ai lunghi (figura 26); facendolo scorrere fra i nicol incrociati, in modo che le sue direzioni di vibrazione sieno a 45° dalle sezioni principali dei nicol, si vedono succedere i colori d'interferenza nell'ordine della scala di Newton: questo perchè, come ho mostrato, i colori d'interferenza dipendono da $g(\gamma' - \alpha')$ e qui, rimanendo costante il secondo termine del prodotto, varia gradatamente il primo, si introducono cioè, fra i nicol incrociati, ritardi via via variabili.

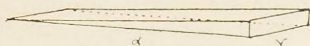


Fig. 26.

L'uso della bietta è il seguente: si porta al solito la lamina del minerale con le sue direzioni di vibrazione a 45° da quelle dei nicol e poi si introduce lentamente, nella solita apertura, la bietta, dalla parte più sottile; se siamo in posizione parallela vedremo il colore di interferenza salire e questo tanto più, quanto più si fa avanzare il cuneo; se invece siamo in posizione incrociata il colore andrà via via abbassandosi fino a che, quando il ritardo introdotto dalla bietta è uguale, in valore assoluto, a quello del minerale, si avrà il compenso e la lamina

apparirà estinta (1); continuando a spingere la bietta il colore d'interferenza incomincerà a salire. Se si adoperano ingrandimenti piccoli e la lamina è grande, essa, al compenso, invece di apparire tutta estinta, mostra una stria nera orientata perpendicolarmente alla direzione nella quale si sposta la bietta. Naturalmente il compenso si avrà soltanto se il ritardo del minerale è minore di quello massimo del cuneo.

In posizione incrociata dunque, dalle due parti della posizione di compenso, per il prevalere prima del ritardo del minerale, poi di quello del cuneo, i colori d'interferenza si succedono in ordine inverso e questo è un carattere molto importante; difatti anche in posizione parallela si ha talvolta l'apparenza di un compenso, ma, visto quanto ho detto sopra, sarà sempre possibile riconoscere se effettivamente si tratta di una vera posizione di compenso o no: basterà spostare un poco la bietta nei due versi e, se vedremo apparire, nell'un caso e nell'altro, gli stessi colori, nella successione grigio, bianco, bianco-giallognolo, saremo sicuri che effettivamente minerale e bietta erano in posizione incrociata.

Il cuneo di quarzo o di gesso si usa generalmente per sezioni a colori d'interferenza piuttosto elevati, per i quali la mica $\frac{1}{4}\lambda$ ed il gesso dànno indicazioni non facilmente interpetrabili; si può adoperare anche per sezioni a colori bassi, però al di sotto del bianco di I ordine l'uso ne è meno comodo.

Naturalmente quanto ho detto per la mica, riguardo al verso della rotazione, vale anche per il gesso e per la bietta. L'orientazione di questa si stabilisce facilmente per mezzo di una lamina ad orien-

---

(1) Se fra il minerale in istudio e quello con il quale è costruita la bietta c'è una forte differenza nella dispersione dei colori, invece di apparire estinta la lamina, al compenso, diviene grigio-scura.

tazione nota, p. es. col gesso a rosso di I ordine; si pone questo sulla piattaforma con l'allungamento a 45° dalle sezioni principali dei nicol, diretto NO-SE e si introduce il gesso nell'apertura, orientata essa pure NO-SE: se il colore sale, cuneo e gesso sono orientati nello stesso verso, se cala e si ha il compenso, in verso opposto.

Che si sia usato poi l'uno o l'altro di questi semplici apparecchi sussidiari, è sempre bene, una volta fatta la determinazione, ruotare la piattaforma di 90° per verificare se si ha contegno opposto a quello avuto nella prima posizione.

Finalmente si deve avvertire che, specialmente usando la bietta, è bene adoperare un ingrandimento piuttosto forte, in relazione con le dimensioni del minerale, in modo che questo occupi, possibilmente, una parte notevole del campo; in caso contrario l'osservazione dei fenomeni è meno facile.

§ 8. Determinazione dell'ordine del colore d'interferenza. – Spesso, specialmente per ritardi relativamente piccoli, i colori d'interferenza sono netti e brillanti, e allora si può, a occhio, giudicare dell'ordine di un dato colore; è sempre bene però verificare una determinazione fatta in tal modo e quando poi si tratti di minerali con colorazione propria o di ritardi piuttosto forti, è necessario ricorrere al sussidio di un apparecchio per avere una stima certa.

Si arriva facilmente allo scopo con la bietta prima descritta. Si porta il minerale all'estinzione e poi si ruota, in un verso qualunque, di 45°: introducendo la bietta si vede subito se siamo in posizione parallela od incrociata e, nel primo caso, si ruota di 90°; ottenuta la posizione incrociata si stabilisce il compenso dopo di che si toglie la sezione, ed il cuneo da solo dà lo stesso colore d'interferenza, e dello

stesso ordine, che si aveva con il minerale solo. Si sfila allora lentamente la bietta contando il numero delle volte che ricompare il colore suddetto: se n è questo numero, l'ordine del colore d'interferenza cercato è n + 1.

§ 9. DETERMINAZIONE DELLA POTENZA BIRIFRATTIVA. – Dalla (2) del § 3 si ha:

$$\gamma' - \alpha' = \frac{s_2 - s_1}{g},$$

ossia, indicando il ritardo, $s_2 - s_1$, con R

$$\gamma' - \alpha' = \frac{R}{g}. \qquad (1)$$

Per calcolare quindi il valore della potenza birifrattiva, $\gamma' - \alpha'$, di una data sezione di un minerale, bisogna fare due diverse determinazioni, quella del ritardo e quella della grossezza. Prima di esporre come, con esattezza, si possano fare le due misure, indico un metodo approssimativo di determinazione della potenza birifrattiva, per mezzo della tavola colorata del Michel Lévy (tav. in fine del volume), che è costruita nel modo seguente.

Si sovrappone a una scala di Newton colorata un sistema di assi coordinati perpendicolari fra di loro, e si prendono per ordinate le grossezze (g) in μ, per ascisse i ritardi (R) in $\mu\mu$; naturalmente la scala delle ascisse deve esser scelta in modo che ritardi e colori d'interferenza relativi si corrispondano esattamente. La (1) può scriversi nella forma:

$$\frac{g}{R} = \frac{1}{\gamma' - \alpha'}.$$

Abbiamo allora l'equazione di una retta passante per l'origine, che fa con l'asse delle ascisse un angolo,

θ, tale che si ha $\tan\theta = \dfrac{1}{\gamma' - \alpha'}$; si possono costruire di queste rette per le varie potenze birifrattive, p. es., di 0,001 in 0,001: quella segnata sulla fig. 27 dà $\tan\theta = \dfrac{1}{0,02}$, cioè corrisponde ad una potenza birifrattiva di 0,020. Seguendone una dall'origine, vedremo succedersi i vari colori d'inter-

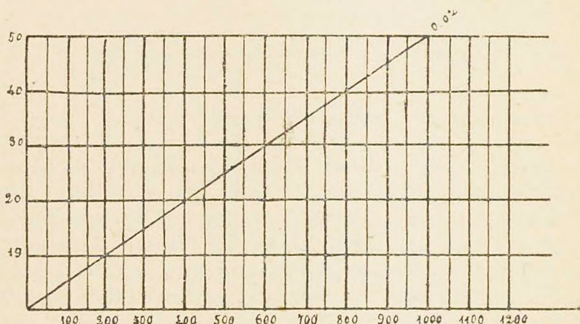


Fig. 27.

ferenza che una lamina, di corrispondente potenza birifrattiva, presenterebbe per le grossezze date dalle relative ordinate.

In pratica la tavola si usa così: si determina, nel modo esposto nel paragrafo precedente, o ad occhio, l'ordine del colore d'interferenza della sezione del minerale, e si segue poi una parallela all'asse delle ascisse, tirata dall'ordinata corrispondente alla grossezza presunta, fino all'incontro con il colore d'interferenza prima determinato; si abbandona allora la retta suddetta per seguire, fino al limite della tavola, la retta passante per l'origine e per il punto

d'incontro prima trovato: al limite della tavola è scritto il valore della potenza birifrattiva cercato. Ho detto sopra che la parallela all'asse delle ascisse, si tira dall'ordinata corrispondente alla grossezza presunta della sezione: questa grossezza si può, con buona approssimazione, dedurre dalla tavola stessa. Per questo si cerca, nella sezione, un minerale a potenza birifrattiva nota e se ne sceglie l'individuo che dà il più alto colore d'interferenza; si trova poi questo colore d'interferenza sulla tavola ed esso sarà incontrato in un certo punto dalla retta, passante per l'origine, corrispondente alla birifrazione massima, nota, del minerale: la ordinata del punto d'incontro dà la grossezza cercata.

Un esempio varrà a chiarire maggiormente le cose. Trovo, in una sezione, un individuo di un minerale che dà l'azzurro-violaceo di II ordine; nella stessa sezione è presente del quarzo ($\varepsilon - \omega = 0{,}009$), una laminetta del quale, quella a colore d'interferenza più elevato, dà un bianco giallognolo di I ordine. La retta passante per l'origine e relativa alla birifrazione 0,009 incontra questo colore in corrispondenza dell'ordinata 30: la grossezza della sezione è quindi di 30 μ. Seguo l'orizzontale che passa per 30 μ e trovo che incontra l'azzurro-violaceo di II ordine in un punto per il quale passa la retta, che parte dall'origine, relativa alla potenza birifrattiva 0,02, che è il valore cercato.

Può sembrare che il metodo sia molto grossolano; questo però non è e, con un po' di pratica, si ottengono resultati veramente buoni. La potenza birifrattiva, a mio modo di vedere, è uno dei migliori caratteri diagnostici ed una determinazione, anche approssimativa come può darla la tavola del Michel Lévy, fornisce un'indicazione spesso preziosa.

Volendo valori più esatti conviene misurare con cura grossezza e ritardo.

Metodi veramente buoni e pratici [1], per la determinazione della grossezza di minerali compresi nelle sezioni sottili delle rocce, mancano; credo che la meglio sia ancora di ricorrere, quando è possibile, ad un minerale a potenza birifrattiva sicuramente nota, esistente nella sezione; soltanto, per ottenere una buona approssimazione, è necessario procedere diversamente da come ho indicato poc'anzi.

Intanto la laminetta del minerale noto dovrà essere, il più possibile, in vicinanza di quella della quale si vuol determinare la potenza birifrattiva, ad evitare eventuali differenze di grossezza fra due punti distanti della sezione. Sarà poi bene verificare, a luce convergente, la posizione della laminetta prescelta del minerale a potenza birifrattiva nota [2]. Con uno dei metodi che saranno indicati tra poco, si determina il ritardo ed essendo nota la potenza birifrattiva si ha subito la grossezza:

$$g = \frac{R}{\gamma' - \alpha'}.$$

Per la misura del ritardo bisogna ricorrere ad un compensatore; dirò prima come si usa quello di Berek, che è il più semplice e pratico.

È costituito di una laminetta di calcite parallela alla base, girevole attorno ad un asse e montata

---

(1) In questi ultimi tempi è stato proposto un nuovo metodo per la determinazione della grossezza, basato sul calcolo della potenza birifrattiva di una sezione di minerale uniassico noto; non ho avuto ancora occasione di sperimentarlo, ma mi sembra che esso sia applicabile soltanto in casi eccezionali.

(2) Se si tratta di un minerale uniassico conviene scegliere una sezione parallela all'asse ottico, dove si ha la potenza birifrattiva massima; se invece si ha un minerale biassico bisogna scegliere una sezione normale ad α, o a β, o a γ, avendosi, in tal modo, una delle potenze birifrattive principali, γ-β, γ-α, β-α, rispettivamente.

in un sostegno di forma allungata, che si introduce nella solita apertura fra obiettivo ed analizzatore; l'asse di rotazione coincide con l'allungamento della montatura. Una volta l'apparecchio a posto, se la lamina di calcite è normale all'asse del microscopio, si vede, fra i nicol incrociati a luce parallela, la croce nera delle sostanze uniassiche a luce convergente; facendo ruotare la lamina, per mezzo di un apposito sistema d'ingranaggi, si vedono apparire e succedersi i colori di Newton e questo, naturalmente, tanto che si ruoti in un verso che nell'altro. Essendo la calcite otticamente negativa, all'asse di rotazione, e quindi all'allungamento della montatura, corrisponde γ (ω); la grossezza della laminetta di calcite è scelta in modo che, per una rotazione di 30°, la massima consentita per costruzione, in un verso o nell'altro, si ottengono i colori d'interferenza dal I al IV ordine. Gli angoli dei quali si ruota si leggono sull'orlo del tamburo che serve alla rotazione e la graduazione è fatta in modo che quando la divisione 30° corrisponde al segnale di riferimento, la laminetta di calcite è normale all'asse del microscopio. Una non perfetta corrispondenza, che si riconosce dal fatto che le due braccia della croce non coincidono bene con i fili del reticolo, non reca danno, perchè le misure si ottengono prendendo la media di due letture, fatte da una parte e dall'altra della divisione 30°.

Quando sulla piattaforma del microscopio si trova una laminetta di minerale con le sue direzioni di vibrazione a 45° dai nicol, se a γ della calcite corrisponde α' del minerale, ruotando la calcite ad un certo momento si avrà il compenso e, all'incrocio dei fili del reticolo, apparirà una macchia o una striscia nera; due posizioni di compenso simmetriche si troveranno ruotando prima in un verso, poi in

quello opposto. Se invece la direzione γ del compensatore coincide con quella γ' del minerale, il compenso non si potrà avere e si vedrà, ruotando tanto in un verso che in quello opposto, un progressivo salire del colore d'interferenza: evidentemente il compensatore di Berek può dunque sostituire la bietta di quarzo, nella determinazione del segno delle direzioni di vibrazione.

Per la misura del ritardo si procede nel modo seguente: si porta il minerale all'estinzione e si ruota di 45°; si introduce [1] il compensatore e si ruota, mediante l'apposito tamburo, fino a che si produca il compenso: se questo non si ha vuol dire (tranne il caso che il minerale dia colori d'interferenza di ordine superiore al IV, e allora il compensatore non serve) che siamo in posizione parallela, onde bisogna ruotare la piattaforma del microscopio di 90°. Ottenuto il compenso si legge, sul tamburo, l'angolo del quale si è ruotata la lamina di calcite; si ripete l'operazione ruotando nel verso opposto: se a e b sono i due valori letti, l'angolo (i) vero è dato da:

$$i = \frac{a - b}{2}.$$

Naturalmente, in modo speciale se il ritardo è piccolo, l'operazione va ripetuta più volte e si prende la media dei valori ottenuti. Il ritardo è dato dalla formula:

$$R = C.f(i),$$

dove C è la costante dell'apparecchio ed f(i) una funzione dell'angolo i. Il calcolo si eseguisce ponendo:

$$\log R = \log C + \log f(i).$$

---

(1) Ad evitare guasti dell'apparecchio bisogna fare attenzione che, quando si introduce o si estrae il compensatore, al segnale di riferimento corrisponda la divisione 30°.

Il valore log C, per le varie lunghezze d'onda, è dato nelle apposite tabelle, che accompagnano ogni apparecchio, nelle quali si trova pure log f(i). Il valore di C si può del resto controllare o determinare nel modo seguente: si illumina il microscopio, a piattaforma vuota, con luce monocromatica di λ noto; ruotando allora la lamina di calcite, invece dei colori di Newton si vede il succedersi di strie luminose alternanti con altre estinte. Si ruota fino a che una riga, la n^{ma} p. es., sia all'incrocio dei fili del reticolo e si fa una lettura (a); si ruota poi nel verso opposto fino a mettere al centro la n^{ma} riga, simmetrica di quella di prima, e si fa la seconda lettura (b); si calcola $i = \frac{a - b}{2}$ e si cerca, sulla tabella il log f(i). Si ha allora:

$$\log C_\lambda = \log n + \log \lambda - \log f(i).$$

È bene sempre, ma in modo particolare per minerali a piccola birifrazione, curare che il granulo sia bene al centro del campo e che si trovi esattamente a 45° dalle sue posizioni di estinzione.

Misure che richiedano una grande esattezza debbono esser fatte a luce monocromatica; per gli scopi usuali si può usar la luce bianca, prendendo per log C quello che corrisponde ad una lunghezza d'onda di 550 $\mu\mu$.

Il compensatore di Berek è di uso comodissimo e, d'altra parte, dà resultati molto esatti: esso è quindi, io credo, da preferirsi agli altri apparecchi destinati allo stesso scopo, fra i quali il più usato è il compensatore di Babinet.

Nella sua parte essenziale esso consta di due biette ad angolo molto acuto, tagliate in un cristallo di quarzo in modo che lo spigolo rifrangente dell'una sia parallelo, quello dell'altra normale all'asse ot-

tico (fig. 28). Supponiamo di sovrapporre le due biette come è indicato nella figura, e di osservarle a luce monocromatica fra i nicol incrociati, con le direzioni di vibrazione disposte a 45° da quelle dei nicol. Vedremo una riga nera, parallela ai lati corti, in corrispondenza della zona nella quale i due cunei sovrapposti hanno la stessa grossezza: ivi infatti i due ritardi sono uguali e di segno contrario ed il ritardo complessivo è perciò nullo. Ai due lati di questa linea scura si ha un alternare di strie illuminate ed estinte, corrispondenti le prime a ritardi complessivi di $\frac{\lambda}{2}$, $\frac{3\lambda}{2}$, $\frac{5\lambda}{2}$, ..., le altre a ritardi complessivi di λ, 2λ, 3λ, ecc. Osservando invece a luce bianca, la riga nera centrale sarà fiancheggiata da frange colorate.

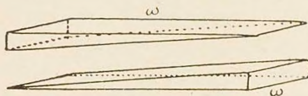


Fig. 28.

Se insieme ai due cunei si mette, fra i nicol incrociati, un minerale birifrangente, il suo ritardo si somma con quello di una delle due biette e tutto il sistema delle strie si sposta in un verso o nell'altro.

Le due biette sono montate in un oculare positivo e mentre una di esse è fissa, l'altra si può spostare nel verso del lato lungo, per mezzo di una vite a testa graduata, che ci dà la misura degli spostamenti.

Per l'uso si dispone la lamina, della quale si vuol misurare il ritardo, sulla piattaforma del microscopio, all'estinzione; si allontana l'analizzatore del tubo, si sostituisce l'oculare comune con quello portante il compensatore, che si mette in maniera che l'allungamento di questo sia a 45° dalla sezione principale del polarizzatore, e si sovrappone all'oculare il nicol supplementare, in posizione incrociata ri-

spetto al polarizzatore: la striscia nera deve passare per il punto di mezzo del campo, marcato da due brevi tratti incrociati, e se non ci passa ci si porta per mezzo della vite. Si ruota ora la piattaforma di 45^0 in un verso qualunque: la riga nera si sposta e, per riportarla al centro, bisogna muovere il cuneo mobile per mezzo dell'apposita vite; il compenso avverrà di nuovo nella parte centrale del campo, quando in corrispondenza di esso i tre ritardi, della lamina e dei due cunei, hanno per somma 0. Per mettere esattamente a posto la riga corrispondente al compenso si sostituisce ora, alla luce bianca, una luce monocromatica. Il ritardo è dato da:

$$R = s\,C,$$

dove s è lo spostamento che si è fatto subire alla bietta mobile, per riportare la stria nera al centro e C la costante strumentale per la luce adoperata, corrispondente al ritardo compensato dallo spostamento unitario della bietta mobile.

La determinazione di C si fa illuminando prima a luce bianca, si capisce senza nessun minerale sulla piattaforma, e centrando esattamente la striscia nera centrale; si illumina poi a luce monocromatica e si portano successivamente al centro, con rotazioni opportune della vite, le varie linee scure corrispondenti ai ritardi λ, 2λ, 3λ... o quelle chiare $\frac{\lambda}{2}, \frac{3\lambda}{2}, \frac{5\lambda}{2}\ldots$, ritardi noti quando è noto λ. Se per portare al centro, per esempio, la riga $\frac{3\lambda}{2}$ si è ruotato di n divisioni, si avrà:

$$C = \frac{\frac{3\lambda}{2}}{n}.$$

Noti i valori di R e di g, il calcolo di $\gamma'-\alpha'$ per mezzo della (1) non offre nessuna difficoltà.

Come ho detto prima, la potenza birifrattiva è un ottimo carattere diagnostico che ha, però, tutto il suo valore soltanto se si è determinata una delle così dette birifrazioni principali, cioè $\omega-\varepsilon$ od $\varepsilon-\omega$ se il minerale è uniassico, $\gamma-\alpha$ $\gamma-\beta$, $\beta-\alpha$ se è biassico. Bisogna perciò che la sezione scelta sia parallela all'asse ottico nel caso di minerale uniassico, ad una delle tre sezioni principali se è biassico; l'orientazione della sezione dovrà perciò esser preventivamente controllata a luce convergente.

CAPITOLO V.

Osservazioni a luce convergente.

§ 1. GENERALITÀ. – Consideriamo un fascettino di raggi paralleli, provenienti dal polarizzatore, che arrivi ad una lamina birifrangente, in direzione obliqua (fig. 29); ogni raggio darà origine, nella lamina, a due onde piane propagantisi in direzioni e con velocità diverse. Da un punto della faccia superiore della lamina emergeranno pertanto, e si propagheranno nella stessa direzione, parallela a quella d'incidenza, due vibrazioni polarizzate, provenienti da due raggi incidenti diversi ed in ritardo l'una sull'altra. Questo ritardo si può approssimativamente considerar uguale a quello di due onde

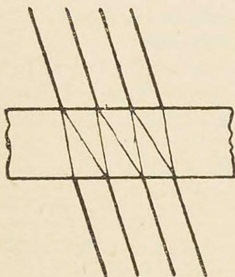


Fig. 29.

piane che avessero attraversato il cristallo in una stessa direzione, intermedia fra le due effettive: si può quindi dire che da un punto della faccia superiore della lamina, emergono due vibrazioni perpendicolari fra di loro, il cui ritardo è:

$$R = g\,(\gamma' - \alpha'),$$

dove g è la grossezza della lamina nella direzione intermedia prima detta; γ' ed α' si possono sostituire con i due indici principali γ ed α ed allora si ha:

$$R = g\,(\gamma - \alpha) \operatorname{sen} \theta \operatorname{sen} \theta', \qquad (1)$$

θ e θ' essendo gli angoli che la direzione considerata fa con i due assi ottici.

Per inclinazioni diverse del fascettino il ritardo sarà differente, variando g, θ e θ'.

Facendo le osservazioni a luce convergente si hanno infiniti fascettini di raggi paralleli, incidenti con angoli diversi, e quindi dalla faccia superiore della lamina emergeranno infinite coppie di vibrazioni a ritardo diverso; nell'analizzatore ciascuna di esse darà origine a due vibrazioni straordinarie che interferiranno. Il fenomeno sarà lo stesso per tutte le coppie ad ugual ritardo e quindi, in complesso, dovremo avere, a luce monocromatica, una serie di curve estinte ed illuminate, dovute, a nicol incrociati, le prime a tutte le coppie emergenti con ritardi di λ, 2λ, 3λ, ecc., e le altre a quelle con ritardi $\frac{\lambda}{2}$, $3\frac{\lambda}{2}$, $5\frac{\lambda}{2}$, ecc.; a luce bianca le curve saranno iridate.

Queste curve sono dette *curve isocromatiche* o di ugual ritardo, e la loro forma è indipendente dalle posizioni relative di α' e γ' della lamina, rispetto alle sezioni principali dei nicol.

Ho detto che da ogni punto della faccia superiore della lamina, emergono due vibrazioni perpendicolari fra di loro: ora, fra tutte queste coppie di direzioni di vibrazione ne esisteranno di quelle parallele alle direzioni di vibrazione dei nicol, per le quali si avrà estinzione a nicol incrociati. Dovremo perciò vedere delle curve estinte, ed estinte sia a luce monocromatica che a luce bianca, perchè qui l'estinzione non dipende più dal ritardo; la loro forma varia, in generale, se ruotiamo la lamina sul suo piano: esse si dicono *isogire*.

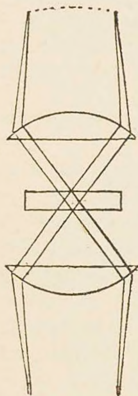


Fig. 30.

Lo studio dei fenomeni che avvengono a luce convergente si basa quindi sull'osservazione di questi due tipi di curve; come ho già accennato altra volta però, le particolari figure costituite dall'insieme delle curve isocromatiche e dalle isogire, o *figure d'interferenza*, non si vedono con la consueta disposizione del microscopio.

Infatti i raggi che, come tanti fasci filiformi di raggi paralleli [1], arrivano con incidenze varie alla lamina del minerale, dànno una immagine che è situata nel piano focale dell'obiettivo [2] (fig. 30); ora l'oculare è messo a punto per un'immagine situata in vicinanza dell'estremità superiore del tubo e non in vicinanza dell'obiettivo. Con l'oculare non potremo perciò veder la figura d'interferenza che scorgeremo invece quando esso sia tolto: questo semplice modo di osservare è detto

(1) È stato osservato a questo proposito che la dicitura comunemente usata di « *osservazione a luce convergente* » è ingannevole e, spesso, male intesa.

(2) In realtà l'immagine si forma su di una superficie di rotazione attorno all'asse ottico dell'apparecchio.

di v. Lasaulx. Si mette in fuoco la lamina, con i nicol incrociati ed a luce convergente, nel modo consueto, si leva l'oculare e si guarda nel tubo; la figura d'interferenza appare piccola e nettissima: essa è diritta rispetto all'oggetto, cioè rovesciata rispetto alla immagine della lamina come è comunemente osservata.

Un altro modo di osservare la figura d'interferenza è basato sull'uso della lente di Amici già ricordata (Cap. II); essa, insieme all'oculare, costituisce un debole microscopio: la lente, funzionando da obiettivo, dà, della figura d'interferenza, una immagine che viene a formarsi nel piano focale dell'oculare; si ottiene così un'immagine della figura d'interferenza, rovesciata, cioè diritta rispetto all'immagine dell'oggetto. Essa naturalmente è meno netta di quella che si vede con il metodo di v. Lasaulx, perchè ingrandita.

Si hanno anche altri modi di osservazione, che però in generale sono meno usati dei due ora descritti.

Quando si vogliono studiare i minerali in sezione sottile a luce convergente, conviene usare alcune precauzioni. Intanto un dato punto dell'immagine conoscopica non corrisponde ad un determinato punto della lamina in istudio, ma piuttosto ad una certa direzione nell'interno del cristallo; di questo possiamo convincerci facilmente. Poniamo sulla piattaforma una lamina estesa ed omogenea di un minerale birifrangente, disponiamo il microscopio per l'osservazione conoscopica e poi spostiamo, sulla piattaforma, la lamina parallelamente a se stessa: la figura di interferenza non si altera affatto.

L'immagine conoscopica è tanto più completa, a parità di altre condizioni, quanto maggiore è l'apertura dell'obiettivo usato, perchè esso raccoglie un

cono di raggi di apertura corrispondentemente più grande (fig. 31). Bisogna perciò usare obiettivi forti, a secco o ad immersione; per poter poi utilizzare tutta l'apertura dell'obiettivo, bisogna che quella del condensatore non sia più piccola e perciò, men-

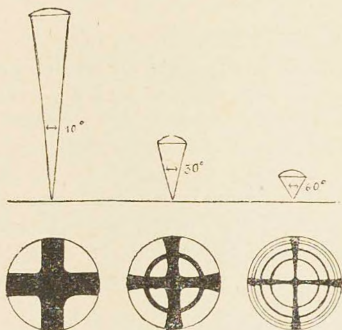


Fig. 31.

tre il condensatore comune serve bene con gli obiettivi a secco, quando si usa un'immersione conviene adoperare un altro condensatore, di maggior apertura; bisogna anche, in tal caso, interporre una goccia del liquido d'immersione (quasi sempre olio di legno di cedro) fra condensatore e portaoggetti, come una se ne pone fra coprioggetti ed obiettivo.

Sempre poi si deve ricordare di alzare il condensatore, in modo che la sua lente frontale venga a trovarsi a contatto, o quasi, con il portaoggetti, altrimenti nell'osservazione conoscopica si vede illuminata solo la parte centrale del campo.

Quando l'individuo del quale si vuol osservare la figura d'interferenza sia molto piccolo, bisogna assicurarsi del centramento del microscopio, ad evi-

tare che, durante la rotazione della piattaforma, un altro minerale si sostituisca a quello in istudio; si deve poi anche escludere la luce che ha attraversato altri minerali eventualmente vicini a quello, posto nel centro, del quale si vuol vedere la figura d'interferenza: per questo, se si usa il metodo di v. Lasaulx, si dispone un diaframma, con un forellino centrale di 1-2 mm. di diametro, al posto dell'oculare, se si osserva invece con la lente di Amici, si restringe opportunamente il diaframma iride che le è unito.

§ 2. Figura d'interferenza nei minerali uniassici. – Son da distinguere tre casi, a seconda che la sezione sia normale, inclinata, o parallela all'asse ottico.

a) Sezioni normali all'asse ottico. Le curve isocromatiche sono circolari concentriche ed il centro, se la sezione è esattamente perpendicolare all'asse, coincide con il centro del campo. Le isogire son rettilinee, parallele una alla sezione principale del polarizzatore, una a quella dell'analizzatore: esse si tagliano, se, al solito, la sezione è esattamente normale all'asse ottico, nel centro del campo; sono più sottili nella parte centrale e si allargano verso la periferia (fig. 32).

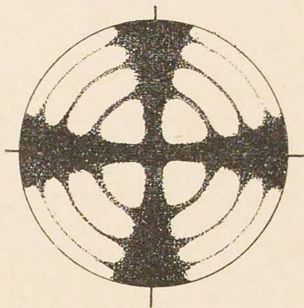


Fig. 32.

Ruotando la piattaforma del microscopio, cioè la lamina nel suo piano, la figura d'interferenza non si altera in nulla.

I raggi dei cerchi isocromatici, per un dato valore di λ, sono tanto più piccoli quanto maggiori sono la grossezza della lamina e la potenza birifrattiva del minerale; perciò, con una certa apertura, i cerchi stessi appariscono tanto più numerosi, quanto maggiori sono grossezza e potenza birifrattiva del mi-

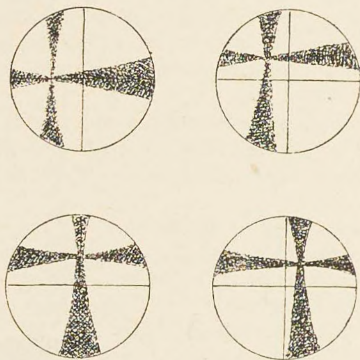


Fig. 33.

nerale studiato. Nelle osservazioni petrografiche, dato che le sezioni sono sempre molto sottili, si vedono curve isocromatiche solo per minerali a birifrazione molto forte; per lo più la figura d'interferenza si limita alle isogire che, nel caso di minerali a potenza birifrattiva molto bassa, sono larghe ed occupano quasi tutto il campo.

b) Sezioni inclinate sull'asse ottico. Se l'inclinazione è piccola il punto d'incontro delle isogire rimane ancora nel campo; naturalmente quanto maggiore è l'apertura dell'obiettivo, tanto maggiore può esser l'inclinazione della sezione sull'asse ottico, senza che il punto della sua emer-

genza, corrispondente all'incontro delle isogire, esca dal campo.

In complesso la figura d'interferenza sarà simile a quella prima descritta (1), con la differenza che apparirà eccentrica (fig. 33) e tutto il sistema, ruotando la piattaforma, ruoterà attorno al centro del

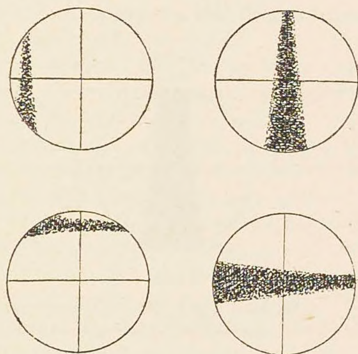


Fig. 34.

campo, mantenendosi inalterata la forma delle isogire (2).

Se l'inclinazione aumenta, il punto d'incontro delle isogire (a queste mi riferisco perchè, come ho detto, le curve isocromatiche molto spesso non si vedono nelle sezioni sottili) è fuori del campo e ciò si verifica anche con inclinazione non molto forte, osservando con obiettivi di piccola apertura. Ruotando allora la piattaforma del microscopio, si vede una

(1) Effettivamente le curve isocromatiche non sono più circolari.

(2) Le curve isocromatiche, come ho detto prima, hanno forma indipendente dalla posizione delle direzioni di vibrazione della lamina rispetto alle sezioni principali dei nicol.

sbarra nera verticale traversare il campo da sinistra a destra, poi una orizzontale che lo percorre dall'alto al basso (fig. 34), dopo, di nuovo, una verticale passante da destra a sinistra e finalmente una orizzontale spostantesi dal basso all'alto. Queste sbarre, se l'inclinazione sull'asse non diviene troppo forte, sono rettilinee e si muovono parallelamente a se stesse ed ai fili del reticolo.

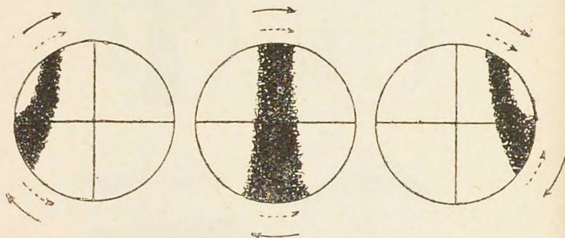


Fig. 35. – Le frecce a segno intero indicano il movimento della piattaforma, le tratteggiate quello dell'isogira.

Per inclinazioni ancora più forti le isogire non si mantengono più rettilinee; lo sono quando coincidono con uno dei fili del reticolo, ma non nelle altre posizioni. Il fenomeno si manifesta così: ruotando la piattaforma nel verso delle lancette dell'orologio ad un certo momento si vede apparire nel campo, p. es. a sinistra, una sbarra nera incurvata, con la convessità rivolta verso destra (fig. 35); continuando la rotazione la sbarra si sposta verso destra e diminuisce la sua curvatura fino a che, quando essa coincide con il filo N-S, è rettilinea; continuando a ruotare, la sbarra si sposta ancora verso destra, e si incurva sempre più, ma nel verso opposto al primo, cioè con la convessità volta a sinistra, finchè essa scompare dall'orlo destro

del campo. Continuando ancora la rotazione appare una sbarra nera al limite superiore del campo, convessa verso il basso, che diviene rettilinea quando coincide con il filo E-O, si incurva poi all'opposto ed esce inferiormente dal campo; per rotazione ulteriore appare una sbarra che ripete l'andamento della prima comparsa, ma da destra verso sinistra e finalmente una che si sposta dal basso verso l'alto, all'opposto, cioè, della seconda.

Ciascuna sbarra ha un estremo rivolto verso l'emergenza, fuori del campo, dell'asse ottico e tale estremo si può riconoscere dall'altro: infatti, se si segue attentamente una sbarra, si vede che mentre una delle sue estremità, quella rivolta appunto verso l'emergenza dell'asse, si sposta nello stesso verso dell'orlo vicino della piattaforma, l'altra invece si muove nel verso opposto (fig. 35).

c) Sezioni parallele all'asse ottico. I fenomeni si fanno sempre più manifesti, via via che la sezione è più inclinata sull'asse; quando essa gli sia parallela, in posizione di estinzione, cioè quando la traccia dell'asse ottico è parallela ad una delle sezioni principali dei nicol, appare una croce nera, a braccia molto larghe e sfumate, che occupa quasi tutto il campo. Ruotando, anche di poco, la piattaforma, la croce si apre e dà origine a due rami d'iperbole che escono rapidamente dal campo e si ritirano, per così dire, nei due quadranti opposti nei quali la rotazione conduce l'asse ottico: questo ci fornisce un mezzo per stabilire la posizione di esso.

In quanto alle curve isocromatiche, abbiamo veduto che sono circolari nelle sezioni normali all'asse; allontanandosi la sezione dalla normalità esse si deformano, e divengono successivamente ellissi, parabole, iperboli. Nelle sezioni parallele all'asse le

curve isocromatiche hanno appunto forma iperbolica.

L'osservazione dei colori nella figura d'interferenza di sezioni parallele all'asse, permette essa pure di precisare la posizione di questo nella lamina; ponendo la sezione a 45° dall'estinzione ed osservando a luce convergente, si vede il centro del campo di un certo colore; verso l'esterno il colore scende, nell'ordine della scala di Newton, in due quadranti opposti, sale negli altri due: l'asse ottico si trova nei quadranti nei quali il colore cala. Se il minerale ha potenza birifrattiva bassa e piccola grossezza, il fenomeno non appare, se invece la birifrazione è alta, o la sezione è molto spessa, l'osservazione deve farsi nella parte centrale del campo, perchè verso l'orlo i colori salgono in tutti e quattro i quadranti.

§ 3. Figura d'interferenza nei minerali biassici. – Qui sono da considerar cinque casi, cioè delle sezioni normali alla bisettrice acuta, all'ottusa, alla normale ottica, ad un asse ottico e, finalmente, delle sezioni qualsiasi.

a) Sezioni normali alla bisettrice acuta. Le curve isocromatiche hanno forma varia e cioè, andando dall'esterno verso l'interno: I. Delle curve ellittiche che, via via che si va verso l'interno, divengono un po' rientranti in corrispondenza di uno dei due diametri, avvicinandosi a delle ovali; II. Curva a forma di ∞, o lemniscata; III. Due sistemi di curve che più o meno si avvicinano alla forma circolare e che circondano le emergenze dei due assi ottici. Di questi tipi di curve la figura d'interferenza può, a seconda dei casi, non presentarne nessuno, o solo le I, oppure, insieme, le I e la II o, finalmente, tutt'e tre; questo avviene, nell'ordine, con l'aumentare della potenza birifrattiva e della grossezza.

Con la grossezza normale delle sezioni usate in petrografia, se il minerale ha birifrazione piuttosto bassa, non si vede nessuna curva isocromatica; quelle che più facilmente compaiono sono, naturalmente, le I e raro è il caso che si vedano curve dei tre tipi. A seconda, poi, dell'angolo degli assi ottici, della potenza birifrattiva e dell' apertura dell'obiettivo, una data curva si vedrà totalmente, oppure nel campo ne sarà presente solo una parte.

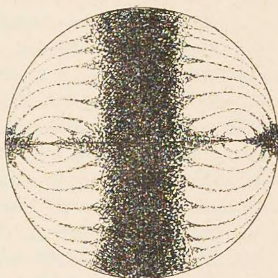


Fig. 36.

Le isogire formano una croce quando la traccia del piano degli assi ottici coincide con una delle sezioni principali dei nicol (fig. 36); le due braccia non sono uguali, quella normale alla traccia suddetta è larga e quasi uniforme, l'altra, spesso assai più netta, si restringe molto in corrispondenza dei punti dai quali emergono gli assi ottici; esse coincidono con le sezioni principali dei nicol.

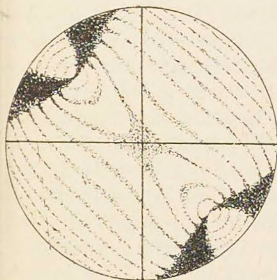


Fig. 37.

Ruotando la piattaforma del microscopio le curve isocromatiche non cambiano, naturalmente, di forma, ma ruotano esse pure; la croce invece si apre e dà origine a due rami d'iperbole passanti per i punti di emergenza degli assi ottici. Dopo una

rotazione di 45° (fig. 37), l'iperbole, ai cui apici corrispondono i punti suddetti, ha per asintoti, se l'angolo degli assi ottici è piccolo, le direzioni di vibrazione dei nicol; dato che queste sono perpendicolari fra di loro, si ha un'iperbole equilatera.

La distanza fra i punti di emergenza dei due assi ottici dipende, fra l'altro, dalla grandezza dell'angolo che essi formano nel cristallo, e per ciò i punti stessi rimangono nel campo se l'angolo è piuttosto piccolo, in caso contrario si trovano al di fuori; naturalmente, per un dato valore dell'angolo assiale, potremo avere l'emergenza, o non l'avremo, a seconda dell'apertura dell'obiettivo.

La figura d'interferenza ci permette di stabilire, con grande facilità, la posizione della traccia del piano degli assi ottici, anche quando, come quasi sempre avviene nelle osservazioni petrografiche, non si vede l'accennata diversità fra i due bracci della croce. Si ruota la piattaforma fino ad aver la croce nera: in tale posizione la traccia del piano degli assi coincide, come ho detto, con uno dei due bracci e quindi con uno dei due fili del reticolo, ma non sappiamo con quale; si ruota ancora un poco la piattaforma ed allora i due rami d'iperbole si formano nei quadranti nei quali la rotazione porta la traccia cercata. In pratica può valere la regola seguente; si forma la croce e poi si ruota nel verso delle lancette dell'orologio: se l'iperbole si forma nei quadranti NO e SE, la traccia del piano degli assi ottici coincideva, quando si aveva la croce, con il filo E-O; se invece si forma nei quadranti NE e SO, era diretta N-S.

b) S e z i o n i n o r m a l i a l l a b i s e t t r i c e o t t u s a. L'apparenza è analoga a quella che si ha nelle sezioni perpendicolari alla bisettrice acuta; però l'emergenza degli assi ottici non si ha nel campo, almeno con gli obiettivi usuali.

c) Sezioni perpendicolari alla normale ottica. Sono parallele al piano degli assi ottici; la figura d'interferenza rammenta molto quella dei cristalli uniassici paralleli all'asse ottico. Le curve isocromatiche costituiscono un doppio sistema di iperboli, o, ad ogni modo, di curve molto vicine alle iperboli, aventi per asintoti le tracce degli assi ottici; le isogire, quando le tracce delle sezioni principali del cristallo coincidono con le direzioni di vibrazione dei nicol, formano una croce nera larga e sfumata, che, per una piccola rotazione, si apre in un'iperbole le cui braccia escono subito dal campo.

Come nelle figure uniassiche parallele all'asse era possibile stabilire la posizione della traccia dell'asse ottico, qui si può determinare quella della traccia della bisettrice acuta, cercando in quali quadranti opposti vanno a formarsi, per piccola rotazione della lamina dalla posizione di estinzione, i rami della iperbole; dato però che le isogire sono molto sfumate, il fenomeno è poco netto. Meglio riesce la determinazione, se il minerale ha potenza birifrattiva non tanto bassa, osservando, a 45° dalla posizione che dà la croce nera, in quali quadranti il colore d'interferenza sale ed in quali cala: la bisettrice acuta si trova nei due quadranti opposti nei quali, dal centro verso la periferia, si verifica un abbassamento del colore d'interferenza.

d) Sezioni normali ad un asse ottico. Le curve isocromatiche sono press'a poco circolari concentriche; il centro corrisponde all'emergenza dell'asse e quindi, per sezioni esattamente normali, coincide con il centro del campo.

Si vede in generale, salvo cioè il caso di un angolo degli assi molto piccolo o di un'apertura d'obiettivo fortissima, una sola isogira, che è rettilinea e coin-

cide con uno dei fili del reticolo, quando la traccia del piano degli assi ottici corrisponde ad una delle sezioni principali dei nicol (fig. 38); ruotando la lamina nel suo piano l'isogira ruota essa pure, nel verso opposto, attorno al suo punto centrale, ed inoltre si incurva. Dopo una rotazione di 45° la sbarra nera è doventata un ramo d'iperbole (figura 39) con la convessità rivolta verso la bisettrice acuta.

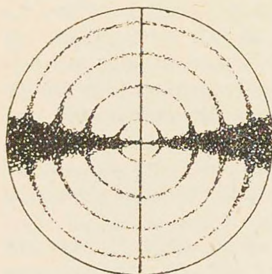


Fig. 38.

La curvatura dell'isogira dipende dalla grandezza dell' angolo degli assi ottici; con l'aumentare di questo la curvatura diminuisce, e per $2V = 90^\circ$ l'isogira si mantiene rettilinea, pur ruotando col ruotar della lamina.

e) Sezioni qualunque. Non è il caso di occuparci della forma delle curve isocromatiche in queste sezioni; essa è molto variabile e poco caratteristica. Del resto, come ho già osservato, raramente succede di veder tali curve nelle sezioni delle rocce.

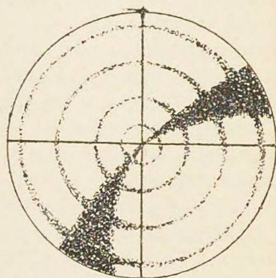


Fig. 39.

Di isogire se ne scorgono una o due; la loro peculiarità è di spostarsi, al ruotar della lamina nel suo piano, obliquamente, rispetto alle sezioni principali dei nicol, e di esser ora rettilinee, ora incurvate.

Se la sezione, pur essendo obliqua sugli assi dell'indicatrice, è perpendicolare ad una sezione principale, quando l'isogira appare rettilinea essa coincide con uno dei fili del reticolo (fig. 40) e quindi divide il campo in due parti uguali, una destra ed

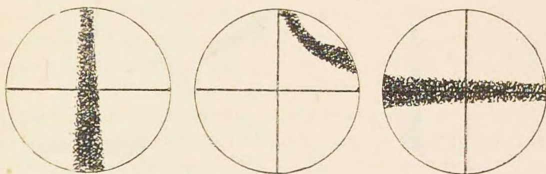


Fig. 40.

una sinistra, o una superiore ed una inferiore; questi fatti appaiono chiari specialmente nelle sezioni normali al piano degli assi ottici, nel qual caso, se c'è ancora una bisettrice nel campo, si vede, nelle posi-

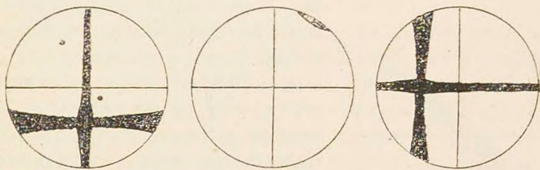


Fig. 41.

zioni che corrispondono alle estinzioni, la croce nera eccentrica: uno dei suoi bracci coincide allora con un filo del reticolo l'altro è parallelo, ma non coincidente, col secondo (fig. 41).

Per sezioni oblique anche sulle sezioni principali, potrà darsi che in quattro posizioni, a 90° l'una dall'altra, l'isogira sia rettilinea, ma non coinciderà

con nessuno dei due fili del reticolo, sibbene sarà parallela all'uno od all'altro di essi (fig. 42); questa apparenza si ha quando l'obliquità non sia troppo forte ovvero quando si usi un obiettivo di sufficiente apertura, eventualmente un'immersione.

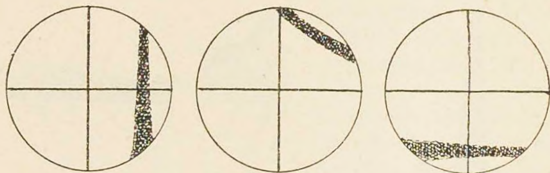


Fig. 42.

In ogni caso poi, sempre che la lamina non sia normale ad una sezione principale, quando l'isogira passa per il punto di mezzo del campo, è obliqua rispetto alle sezioni principali dei nicol (fig. 43) e questo fenomeno, che non può mai manifestarsi per le sostanze uniassiche, è il mezzo più sicuro di distinzione.

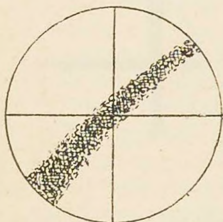


Fig. 43.

§ 4. Osservazioni sulle figure d'interferenza. – Lo studio conoscopico è straordinariamente utile per il petrografo e non deve esser mai trascurato, anzi le osservazioni, per uno stesso minerale, debbono esser ripetute in sezioni diverse.

Perchè le ricerche dieno buon resultato occorre, naturalmente, una certa pratica ed occorre anche prudente cautela nella interpretazione dei dati ottenuti; giudicando troppo presto, in base ad osserva-

zioni scarse, si può giungere a conclusioni interamente false.

In alcuni casi le figure delle sostanze uniassiche e biassiche sono molto simili, come, p. es., quelle parallele all'asse e al piano degli assi ottici; così pure sostanze biassiche ad angolo assiale piuttosto piccolo possono, in parecchie sezioni, dare immagini conoscopiche molto simili a quelle uniassiche; quando poi l'angolo sia molto piccolo, come, p. es., avviene per alcune miche, la distinzione può divenire difficilissima se non impossibile addirittura.

In linea generale non bisognerà mai fidarsi dell'osservazione di una sola figura d'interferenza, a meno che questa non sia molto netta e caratteristica; in casi dubbi, e quando non sia possibile ricorrere allo studio di altri individui, è conveniente osservare con un obiettivo ad immersione che, avendo apertura molto forte, potrà permettere di far entrare nel campo parti della figura d'interferenza atte a far risolvere, in un senso o nell'altro, il dubbio.

In particolare, quando si tratti di riconoscere se un dato minerale è uniassico o biassico, è consigliabile sottoporre all'esame a luce convergente le sezioni del minerale a colori d'interferenza più bassi; ci sarà così grande probabilità di trovare lamine che, anche a secco, dieno l'emergenza dell'asse ottico o di un asse ottico ed allora il dubbio, in generale, è tolto, essendo le due figure d'interferenza fra le più tipiche.

Se, per ragioni speciali, si cerchino sezioni orientate, converrà por mente a quanto segue. Se si vuol trovare una sezione parallela all'asse ottico di un minerale uniassico, od al piano degli assi ottici di uno biassico, si osserveranno a luce convergente le sezioni del minerale in istudio che dànno più

alti colori d'interferenza. Le sezioni normali alla bisettrice acuta sono da cercare fra quelle che hanno birifrazione al di sotto della media; per ciò si determina approssimativamente, come ho detto a suo tempo (Cap. IV, § 9), per mezzo della tavola del Michel Lévy, la potenza birifrattiva della sezione, del minerale, a colori d'interferenza più elevati, e si divide per 2 il numero trovato, ottenendo così la birifrazione media; servendoci poi sempre della tavola suddetta, si guarda quale colore d'interferenza corrisponde, con la grossezza presunta della sezione, a questa birifrazione media: le sezioni da sperimentare a luce convergente sono quelle che polarizzano al di sotto di questo colore.

Se, infine, si vogliono sezioni normali alla bisettrice ottusa, si guardano a luce convergente quelle a colori di interferenza più elevati di quelli corrispondenti alla birifrazione media, ma più bassi di quelli dati dalle lamine parallele al piano degli assi ottici; in particolare si dovranno guardare le sezioni che presentano il colore d'interferenza più frequente, perchè, per ragioni che non è il caso di esporre qui, le sezioni con birifrazione vicina a quella delle sezioni normali alla bisettrice ottusa, sono, appunto, più frequenti delle altre.

Quando l'angolo degli assi ottici sia molto grande, le figure date da sezioni normali all'una ed all'altra bisettrice sono molto simili (divengono uguali per $2V = 90^o$); in questi casi l'osservazione del colore mostrato, a luce parallela, dalla sezione normale ad una bisettrice potrà, tenendo conto di quanto ho detto poc'anzi, aiutare a stabilire a quale bisettrice sia normale la sezione stessa.

A prima vista può sembrare che queste ricerche debbano essere lunghe e non facili, ciò che in realtà non è: presto l'occhio si assuefà e scarta subito le

sezioni non convenienti; pochi tentativi, per lo più, bastano per raggiungere lo scopo.

§ 5. Determinazione del segno della birifrazione.

a) Minerali uniassici. Si possono usare sezioni normali o parallele all'asse ottico e sezioni qualunque.

1) Sezioni perpendicolari all'asse ottico. Consideriamo una di queste sezioni: da un punto qualsiasi di essa emergono due vibrazioni perpendicolari fra di loro, una ordinaria l'altra straordinaria; per due punti situati nei quadranti NO e SE le vibrazioni straordinarie avvengono in direzione NO-SE, quelle ordinarie in direzione NE-SO (fig. 44); per due punti situati nei quadranti NE e SO invece, le vibrazioni straordinarie avvengono in direzione NE-SO, le ordinarie, NO-SE; tutto questo perchè, come ho detto a suo tempo, le vibrazioni ordinarie avvengono normalmente alla sezione principale, le straordinarie nella sezione stessa.

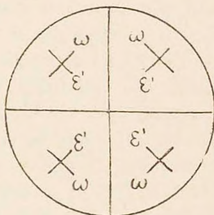


Fig. 44.

Le direzioni di vibrazione sono dunque invertite in due settori opposti, rispetto agli altri due; se perciò sovrapponiamo alla figura d'interferenza una lamina birifrangente orientata, in modo che le sue direzioni di vibrazione sieno a 45° da quelle dei nicol, la sovrapposizione avverrà ad assi paralleli per due settori opposti, ad assi incrociati per gli altri due.

La figura d'interferenza sarà alterata e possiamo prevedere in qual modo: nei settori nei quali la sovrapposizione avviene ad assi paralleli, è come se la grossezza o la potenza birifrattiva aumentassero

e viceversa negli altri due. Ora ho notato (§ 2, *a*)) che ad un aumento di tali fattori corrisponde una diminuzione del raggio dei cerchi isocromatici, ad una diminuzione un aumento: nei settori, quindi, nei quali si ha sovrapposizione parallela, si osserverà un restringersi, negli altri un divaricarsi delle curve di ugual ritardo.

Ma i raggi incidenti provenienti dal condensatore, hanno, dal centro verso la periferia, inclinazioni gradatamente in aumento, ed in aumento pure è il ritardo per vibrazioni che emergono da punti via via più distanti dal centro del campo; infatti il ritardo è dato da $R = g (\gamma' - \alpha')$ e con l'aumentare dell' inclinazione sull'asse ottico crescono ambo i termini del secondo membro. Nei settori ad assi incrociati, per due punti disposti simmetricamente rispetto al centro, il ritardo sarà uguale e di segno contrario rispetto a quello della lamina sovrapposta: dovremo avere il compenso e, per conseguenza, il formarsi di due punti neri.

In complesso dunque, sovrapponendo, a luce convergente, ad una sezione perpendicolare all'asse ottico una lamina birifrangente con le direzioni di vibrazione a 45° da quelle dei nicol, si osserveranno le seguenti modificazioni nella figura d'interferenza:

α) Restringersi dei cerchi isocromatici in due quadranti opposti e divaricarsi degli stessi negli altri due.

β) Formarsi due punti neri nei quadranti nei quali i cerchi si divaricano.

Si capisce che tutto questo avviene quando il minerale ha potenza birifrattiva e grossezza tali da mostrare nel campo cerchi isocromatici; in caso diverso, e questo come ho detto è il più frequente in petrografia, non vedremo nè il primo, nè, in generale, il secondo fenomeno; si osserverà però, ed il fatto è

ugualmente caratteristico, salire il colore di interferenza nei due quadranti ad assi paralleli, scendere negli altri due.

Sappiamo già che nei cristalli positivi si ha $\omega < \varepsilon$, nei negativi $\omega > \varepsilon$; il contegno della figura di interferenza di un cristallo + e quello di un cristallo —, quando ad ambedue venga sovrapposta una stessa lamina birifrangente, sarà perciò opposto; infatti se

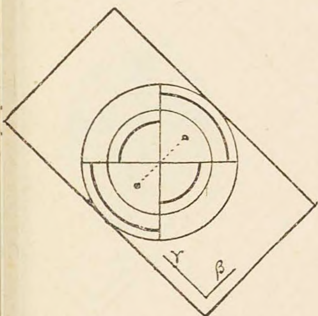


Fig. 45, segno +.

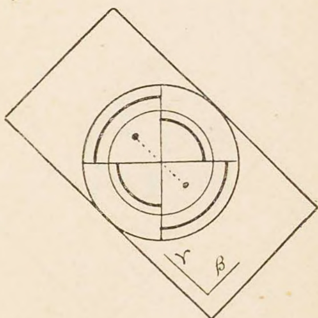


Fig. 46, segno —.

per un cristallo positivo si hanno, con una data lamina, assi paralleli, p. es., nei quadranti NO e SE, per uno negativo ciò avverrà, con la stessa lamina ugualmente disposta, per i quadranti NE e SO.

Si usano in pratica, come lamine birifrangenti orientate, la mica $\frac{1}{4}\lambda$ ed il gesso a rosso di I ordine, la prima per sezioni che dieno figura d'interferenza con cerchi isocromatici, la seconda per le altre.

Per la mica vale la seguente regola: nei cristalli positivi i punti neri si formano nei quadranti nei quali non si trova γ della mica, viceversa per i negativi; il segmento che unisce i due punti neri è perciò

perpendicolare a γ della mica, cioè fa con essa il segno + nei cristalli positivi (fig. 45); le è parallelo, cioè fa il segno —, nei negativi (fig. 46).

Se si usa il gesso, la disposizione dei colori (1) è quella che è indicata nelle due figure 47 e 48, quando, s'intende, la lamina di gesso sia orientata nel modo segnato sulle figure stesse, cioè con l'allungamento parallelo ad α; in alcuni casi il gesso è orientato in-

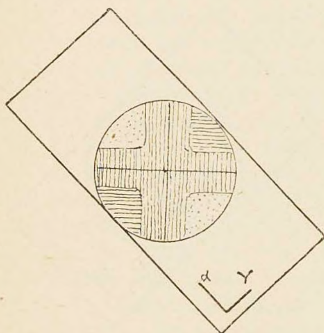


Fig. 47, segno +.

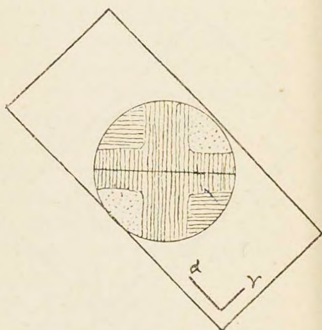


Fig. 48, segno —.

vece con γ secondo il lato lungo ed allora la disposizione dei colori appare ruotata di 90° o, ciò che è lo stesso, la figura 47 vale per cristalli negativi e la 48 per i positivi. Volendo una regola mnemonica anche per il gesso, si può esprimerla nel modo seguente: la linea che congiunge i quadranti a colorazione azzurra fa, con la direzione α del gesso, il segno stesso della birifrazione.

---

(1) In queste e nelle figure seguenti ho usato, per indicare i colori, il tratteggio araldico, cioè, per quel che ci interessa, punteggiato per il giallo, tratti orizzontali per l'azzurro, tratti verticali per il rosso.

Si capisce che usando tanto la mica quanto il gesso, la croce nera scompare ed è sostituita da una grigio-chiara nel primo caso, rosso-violacea nel secondo.

Comodissimo è l'uso della bietta di quarzo; introducendola lentamente nell'apertura solita, si vedono gli anelli muoversi centripetamente in due

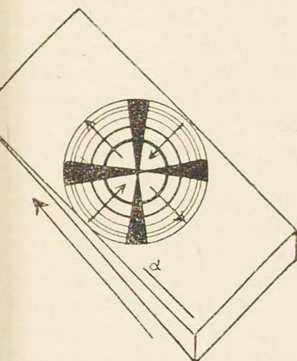


Fig. 49, segno +.

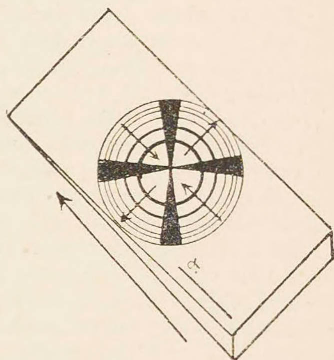


Fig. 50, segno —.

settori opposti, centrifugamente negli altri due; il contegno, naturalmente, è diverso nei minerali otticamente positivi (fig. 49) da quello presentato da minerali negativi (fig. 50): il metodo è sensibilissimo ed applicabile a sostanze poco e molto birifrangenti.

2) Sezioni parallele all'asse ottico. Bisogna ricordare che i cristalli uniassici sono otticamente positivi se il semiasse di rotazione dell'indicatrice è maggiore del raggio equatoriale, negativi nel caso opposto; nelle sezioni parallele all'asse dovremo quindi riconoscere quale delle due estinzioni corrisponde all'asse ottico (asse di rotazione dell'indi-

catrice) e poi, a luce parallela, stabilire il segno di questa estinzione: se essa è +, cioè se corrisponde all'indice di rifrazione maggiore, anche la birifrazione ha segno + e viceversa.

Ho già mostrato (§ 2 *c*) come la figura d'interferenza ci possa far riconoscere la posizione dell'asse ottico; in pratica si procede dunque così: a luce convergente si determina quale delle due direzioni di estinzione corrisponde all'asse ottico, si porta tale direzione a 45° dalle sezioni principali dei nicol e, a luce parallela, con uno dei metodi indicati a suo tempo (Cap. IV, § 7), se ne stabilisce il segno, che è quello stesso della birifrazione.

Spesso non occorre nemmeno fare l'osservazione a luce convergente; succede infatti assai di frequente che i minerali uniassici sieno allungati secondo l'asse di simmetria principale, oppure schiacciati parallelamente alla base; quando pertanto una sezione parallela all'asse ottico sia allungata, basterà sapere se l'allungamento è secondo l'asse principale o normalmente ad esso e questo, molto spesso, può esser indicato dall'andamento delle linee di contorno, dalla sfaldatura, ecc.; nel primo caso il segno della birifrazione e quello dell'allungamento coincidono, nell'altro sono contrari: sarà sufficiente quindi determinare il segno dell'estinzione che avviene secondo l'allungamento.

3) Sezioni qualunque. Quando l'inclinazione sull'asse ottico sia tale che l'emergenza di questo rimanga ancora nel campo, ciò che, come ho detto, si riconosce dal fatto che è ancora visibile l'incontro delle braccia della croce, si usano i mezzi stessi che ho indicati per le sezioni perpendicolari all'asse.

Quando invece non si abbia più l'emergenza dell'asse, si può procedere nel modo seguente. Ruotando la piattaforma, si fa in modo che una delle

due sbarre nere coincida con il filo N-S del reticolo e che abbia il suo estremo più vicino all'asse (1) rivolto a N; si introduce allora il gesso e si vede la sbarra doventar rosso-violacea, orlata di azzurro da una parte, di giallo dall'altra, come è rappresentato nella fig. 51 per un cristallo positivo, nella 52 per uno negativo; anche qui le apparenze si invertono se la lamina di gesso è allungata parallelamente

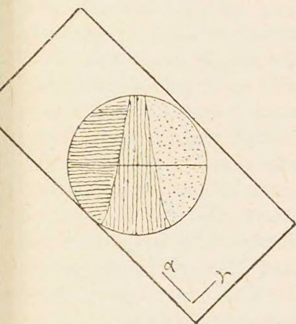


Fig. 51, segno +.

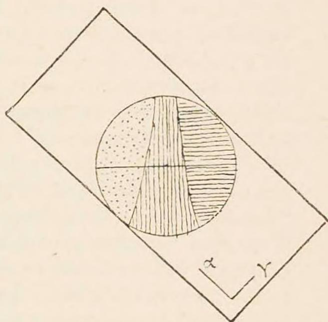


Fig. 52, segno —.

a γ. Con l'orientazione consueta vale la seguente regola:

azzurro a sinistra dell'osservatore: segno +,
» » destra » » —.

Con grande facilità si possono stabilire regole analoghe per l'altro orientamento del gesso, oppure per disposizioni diverse della isogira, cioè ancora coincidente con il filo N-S ma con l'estremo

(1) Per il modo di riconoscere questo estremo v. § 2 *b*.

vicino all'asse diretto a S, o con l'isogira E-O e l'estremo suddetto ad E o ad O.

Il metodo dà ottimi resultati per minerali a birifrazione bassa; in caso diverso è più conveniente usarne un altro che, del resto, è di applicazione generale.

Nei cristalli uniassici, in qualunque sezione, escluse si capisce quelle perpendicolari all'asse, una delle due direzioni di estinzione è data dalla proiezione dell' asse ottico sul piano della sezione (Cap. IV, § 5 *a*); d' altra parte il segno della birifrazione è uguale a quello di questa estinzione che corrisponde ad ε'. Basterà quindi stabilire quale delle due direzioni d'estinzione corrisponde alla proiezione dell'asse ottico e poi determinarne il segno. Osservando a luce convergente si ruota la lamina fino a che una delle due sbarre coincide con un filo del reticolo, p. es. con quello N-S; si torna allora a luce parallela e si trova, naturalmente, che la sezione è estinta; d'altro lato è evidente che la proiezione dell'asse ottico è ora orientata N-S. Si ruota di 45° nel verso contrario a quello del movimento delle lancette dell'orologio, se, come avvien quasi sempre, l'apertura per le lamine ausiliarie è diretta NO-SE, e si introduce una di queste, determinando così il segno della direzione di estinzione, che corrisponde a quello della birifrazione.

b) Minerali biassici. Possono servire sezioni normali alle due bisettrici, alla normale ottica, e ad un asse ottico, nonchè, in qualche caso, sezioni qualunque.

1) Sezioni normali alla bisettrice acuta. Si possono usare i metodi descritti per le sostanze uniassiche in sezioni normali all'asse.

Quando si abbia birifrazione piuttosto elevata si adopera la mica $\frac{1}{4}\lambda$: si dispone per ciò la figura d'interferenza a dare la croce nera, con la traccia

del piano degli assi ottici diretta, p. es., E-O, e si introduce la mica: si ha anche qui una divaricazione delle curve isocromatiche in due quadranti opposti, con relativa apparizione delle macchie nere, ed un costiparsi delle curve stesse negli altri due. L'interpetrazione ed il significato di questi fenomeni sono analoghi a quelli indicati per le sostanze uniassiche. I punti neri si formano in vicinanza dell'emergenza degli assi ottici, e quindi sono male o, addirittura, non osservabili per minerali ad angolo degli assi ottici molto grande; inoltre, se la potenza birifrattiva è elevata i punti stessi si formano tanto vicini all'emergenza degli assi, che non è più agevole distinguere in quali quadranti si dispongono; se viceversa la birifrazione è bassa, punti e curve isocromatiche son fuori del campo. In complesso questo metodo dà raramente buoni resultati.

Per birifrazioni basse si presta molto bene la lamina di gesso che si introduce quando si ha la croce nera; per l'apparenza e per la distinzione del segno vale quanto ho detto per le sostanze uniassiche e servono le relative figure 47 e 48.

La lamina di gesso si può usare anche in un altro modo, che dà resultati ottimi con birifrazioni molto basse; si dispone la figura d'interferenza a dar la croce e poi si ruota di 45°, in modo che la traccia del piano degli assi ottici venga a porsi NO-SE (v. § 3 *a*); si introduce il gesso e, se questo ha l'orientazione consueta, si vede il campo colorarsi di azzurro se il minerale è positivo (fig. 53), di giallo se è negativo (fig. 54); se nel campo appaiono ancora le iperboli, se ne vede la parte concava gialla o azzurra rispettivamente. Non occorre avvertire che se si orienta il piano degli assi NE-SO, o se il gesso è allungato parallelamente a γ, le stesse apparenze hanno significato opposto.

Un metodo di applicazione generale è quello della determinazione del segno della traccia del piano degli assi ottici: in una sezione normale alla bisettrice acuta, la traccia suddetta coincide con α se il minerale è positivo, con γ se è negativo; il segno della birifrazione è quindi contrario a quello della traccia del piano degli assi ottici. A luce convergente si determina la posizione di questa traccia con il me-

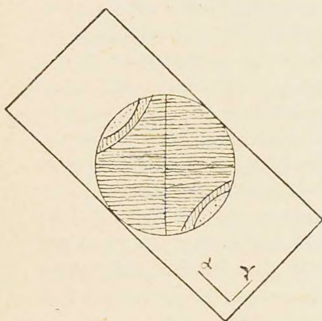


Fig. 53, segno +.

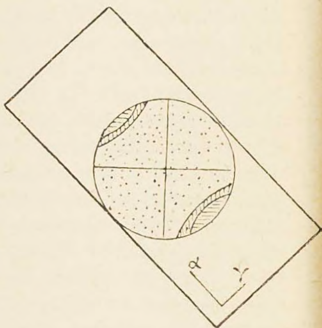


Fig. 54, segno —.

todo indicato (§ 3 *a*); ristabilita la luce parallela si porta la traccia stessa a 45° dalle sezioni principali dei nicol e se ne determina il segno con una delle lamine ausiliarie, scegliendo, naturalmente, quella che meglio si adatta con la potenza birifrattiva della sezione: il segno della traccia è, come ho detto, contrario di quello della birifrazione.

Anche per queste sezioni è comodissimo l'uso della bietta di quarzo: si dispone per ciò la figura d'interferenza in modo che la traccia del piano degli assi ottici sia a 45° dalle sezioni principali dei nicol, nella direzione dell'apertura fra obiettivo ed analiz-

zatore; si introduce poi la bietta e si osserva come si spostano le curve isocromatiche ed i colori nei quattro quadranti: per cristalli positivi si ha l'andamento indicato nella fig. 55, per quelli negativi dalla 56.

2) Sezioni normali alla bisettrice ottusa. Teoricamente si potrebbero applicare gli stessi metodi

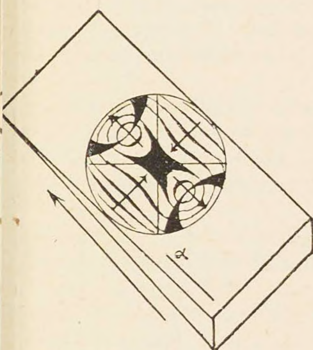


Fig. 55, segno +.

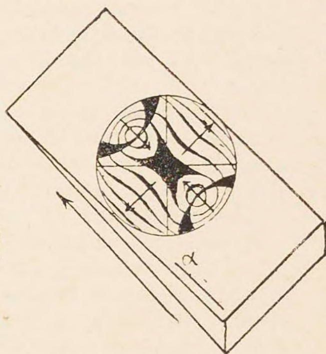


Fig. 56, segno —.

usati per le sezioni normali alla bisettrice acuta, interpetrandone a rovescio i resultati; in pratica però raramente si avrebbero indicazioni conclusive.

I due soli metodi che si usano con successo, sono quello basato sul segno della traccia del piano degli assi ottici e quello con la bietta di quarzo. Per il primo vale ora la regola che segno della traccia del piano assiale e segno della birifrazione coincidono, per l'altro lo spostamento, a parità di condizioni e di segno, è contrario di quello che si osserva nelle sezioni perpendicolari alla bisettrice acuta.

3) Sezioni parallele al piano degli assi ottici. Si può riconoscere, in queste sezioni, la posizione della bisettrice acuta (v. § 3 *c*); ricordando che i cristalli biassici sono positivi se essa è γ, negativi se è α, basterà determinare, con i metodi consueti, se essa ha il primo od il secondo valore, per aver stabilito il segno della birifrazione. È però raro il caso che il metodo possa applicarsi utilmente.

4) Sezioni normali ad un asse ottico. Queste sezioni, facilmente riconoscibili, si prestano quasi sempre ad una rapida e facile determinazione del segno.

Si ricordi che la sola isogira visibile è rettilinea, quando la traccia del piano assiale coincide con una sezione principale dei nicol e si incurva nelle altre posizioni, volgendo la convessità, sempre, verso la bisettrice acuta.

Si ruota la piattaforma fino a che la traccia del piano degli assi sia a 45° dai fili del reticolo, diretta NO-SE se tale è la direzione dell'apertura per le lamine sussidiarie; si introduce la lamina di gesso e si vede allora l'isogira doventar rosso-violacea, orlata di azzurro da una parte, di giallo dall'altra. Con l'orientazione consueta della lamina di gesso, l'orlo azzurro è situato dalla parte dove si trova γ del minerale, e quindi, se questo è positivo, la convessità della curva è azzurra (fig. 57), se è negativo gialla (fig. 58).

Se il minerale ha potenza birifrattiva molto forte, le orlature azzurra e gialla si vedono soltanto in vicinanza immediata dell'emergenza dell'asse ottico, cioè dell'apice della curva, ma il fenomeno è sempre molto netto. Quando l'angolo degli assi ottici è vicino a 90°, l'isogira rimane quasi rettilinea ed allora il metodo dà resultati incerti, perchè non è facile distinguere con sicurezza la parte convessa

della curva; si può ricorrere ad un obiettivo ad immersione con il quale spesso si osserva meglio la forma della sbarra nera.

5) Sezioni qualunque. In generale la determinazione del segno della birifrazione in sezioni qualsiansi di minerali biassici non è possibile praticamente; però spesso capita di trovare sezioni che, pur essendo oblique, lasciano ancora riconoscere,

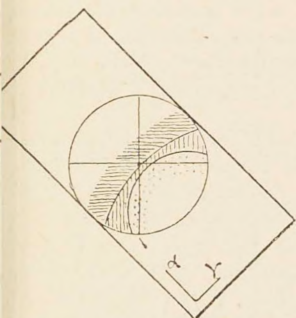


Fig. 57, segno +.

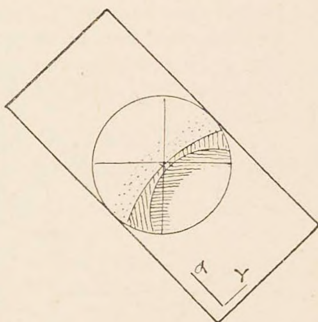


Fig. 58, segno —.

più o meno eccentrica, l'emergenza di un asse dell'indicatrice o di un asse ottico, magari con obiettivi di apertura molto forte. Si possono allora applicare, caso per caso, i metodi descritti prima, e questo riesce specialmente bene per sezioni che mostrino ancora nel campo la bisettrice acuta od un asse ottico.

§ 6. Determinazione del segno delle bisettrici. – Molto spesso succede di riconoscere, dalla figura d'interferenza, che una data sezione è normale o poco inclinata su di una bisettrice, ma di non poter decidere, per la grandezza dell'angolo de-

gli assi ottici, se si tratta della bisettrice acuta o di quella ottusa. Per lo studio di alcuni minerali però, è sufficiente sapere se una bisettrice, che appare nel campo, è positiva (γ) o negativa (α), indipendentemente dal fatto che positiva o negativa sia la birifrazione, cioè che la bisettrice stessa sia acuta od ottusa.

Si ricorre allora ad uno dei metodi indicati nel paragrafo precedente al n. *b*) 1, in modo speciale all'osservazione con il gesso, se il minerale ha bassa birifrazione, con la bietta in caso diverso; il segno che si ricaverebbe per la birifrazione, considerando la bisettrice come acuta, è il segno della bisettrice stessa.

§ 7. Determinazione dell'angolo degli assi ottici. – Consideriamo una sezione perpendicolare alla bisettrice acuta e sia AA′ la direzione di uno degli assi ottici (fig. 59); secondo AA′ si propaga, nel cristallo, un'onda piana di indice di rifrazione β che, all'emergenza, si propagherà in direzione diversa, A′B, dato che il mezzo esterno ha indice diverso da β. Innalziamo in A′ una perpendicolare PP′ alla superficie della lamina e chiamiamo E l'angolo BA′P′, V quello AA′P. Se il mezzo esterno è l'aria si ha:

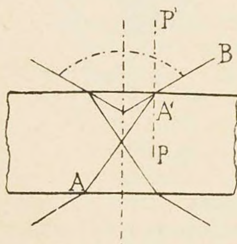


Fig. 59.

$$\frac{\text{sen E}}{\text{sen V}} = \beta. \qquad (1)$$

Ora dall'esame della figura risulta evidente che V è la metà dell'angolo che, nell'interno del cristallo,

fanno i due assi ottici, E la metà di quello che le onde piane propagantisi secondo i due assi ottici fanno all'emergenza nell'aria: l'angolo 2 V si chiama *angolo vero degli assi ottici*, quello 2 E *angolo apparente degli assi ottici*.

Se il mezzo esterno è diverso dall'aria ed ha indice di rifrazione n, l'angolo esterno sarà diverso da E; indicandolo con H si ha:

$$\frac{\text{sen } H}{\text{sen } V} = \frac{\beta}{n}. \qquad (2)$$

Si indicano poi precisamente con V_a, E_a, H_a, gli angoli che si riferiscono alla bisettrice acuta, con V_o, E_o, H_o quelli relativi alla bisettrice ottusa.

Direttamente si misurano sempre E od H, a seconda che si fa l'osservazione nell'aria od in un altro mezzo; da E, conoscendo β si calcola V con la (1), da H, noti β ed n, si calcola V con la (2); il valore di V si può poi ottenere per altra via, con le formule date al § 6 dell'introduzione.

Il metodo usato per la misura di E nelle sezioni sottili, detto metodo di Mallard, approfitta del fatto che la distanza separante, in sezioni perpendicolari ad una bisettrice, l'emergenza degli assi ottici, dipende dall'angolo che essi fanno; indicando con d la metà di tale distanza si ha:

$$\text{sen } E = \frac{d}{C}, \qquad (3)$$

dove C è una costante dipendente dal sistema ottico adoperato.

Il valore di C si può calcolare in base agli elementi del sistema, ma è più conveniente determinarlo per via sperimentale, e questo tanto più che si tratta di una costante.... poco costante; con uno stesso

sistema, per angoli assiali piccoli, medi e grandi, bisogna usare costanti diverse, chè altrimenti si otterrebbero valori errati.

Per la misura di d si procede nel modo seguente; si pone la lamina, a luce convergente ed usando la lente di Amici, con la traccia del piano degli assi ottici esattamente a 45° dalle direzioni di vibrazione dei nicol, servendosi di un oculare micrometrico, preferibilmente di uno di quelli a filo mobile. Si pone a fuoco l'immagine spostando in alto ed in basso la lente di Amici, che deve esser centrata, ciò che si ottiene per mezzo di apposite viti che agiscono sulla lente stessa; contando il numero delle divisioni comprese fra gli apici dei due rami dell'iperbole, se si usa il micrometro fisso, o spostando il filo mobile, al solito fra gli apici, se si adopera quello a viti, si determina 2 d e quindi d; per avere E bisogna però determinare anche C.

Per questo si prende una lamina normale alla bisettrice acuta di un minerale con angolo E esattamente noto, o determinato con altro metodo; si misura d (evidentemente diverso da quello prima misurato) per questo minerale, ed allora, essendo noti E e d si risolve la (3) rispetto a C.

È ovvio che, per questa seconda misura, bisogna usare lo stesso sistema ottico adoperato per la prima; è necessario anche che l'angolo E noto sia molto vicino a quello da determinare.

È consigliabile di calcolare preventivamente parecchi valori di C adoperando lamine ad angolo E noto e di grandezza diversa; per interpolazione si otterranno i valori di C, per angoli E intermedi fra quelli delle lamine usate. Conoscendo così il variare di C con E si potrà facilmente costruire un diagramma che dia direttamente i valori di E corrispondenti a quelli di d; bisognerà naturalmente ri-

petere le determinazioni ed i calcoli di C per i diversi sistemi ottici che si vogliono adoperare.

Nelle sezioni sottili delle rocce questo metodo non dà resultati molto buoni, principalmente perchè le iperboli sono sempre piuttosto sfumate e non è quindi facile cogliere esattamente la coincidenza del filo mobile, o delle divisioni del micrometro fisso, con gli apici. Inoltre, per conoscere il valore vero, 2 V, dell'angolo assiale, bisogna determinare anche β ciò che in generale non è facile fare esattamente.

È preferibile, a mio modo di vedere, usar le formule date nel § 6, dell'introduzione, e precisamente le (4) che richiedono solo la conoscenza di due potenze birifrattive principali: i valori che con esse si ottengono, sono sufficientemente approssimati per gli scopi usuali.

Le potenze birifrattive si determinano con i metodi indicati al Cap. IV, § 9, in due sezioni perpendicolari a due assi diversi dell'indicatrice. Del resto, quando si abbiano sezioni di grossezza ben uniforme, non importa neppure determinare le potenze birifrattive alle quali, come ho mostrato in altro mio lavoro, si possono sostituire i rispettivi ritardi; le formule che ho stabilite per il caso che si usi il compensatore di Berek, sono:

$$\log \text{sen } V = \frac{\log f(i) \perp \gamma - \log f(i) \perp \beta}{2}, \quad (4)$$

$$\log \cos V = \frac{\log f(i) \perp \alpha - \log f(i) \perp \beta}{2}, \quad (5)$$

$$\log \tan V = \frac{\log f(i) \perp \gamma - \log f(i) \perp \alpha}{2}, \quad (6)$$

dove log f(i) è dato direttamente dalle tavole (v. Cap. IV, § 9). Le espressioni log f(i) $\perp \alpha$, ecc., deb-

bono intendersi come log f(i) nella sezione normale ad α, ecc.; la formula (4) si usa quando si abbiano sezioni normali alla bisettrice positiva ed alla normale ottica, la (5) se una è perpendicolare alla bisettrice negativa l'altra alla normale ottica, la (6) quando le due sezioni sieno normali, rispettivamente, alla bisettrice positiva ed alla negativa.

Se il cristallo è positivo si otterranno per V valori più piccoli di 45°, se è negativo maggiori.

Bisogna curare che le due lamine usate sieno ugualmente spesse e quindi che si trovino in due punti vicini di uno stesso preparato; trascurando questa precauzione si possono avere valori grossolanamente errati.

§ 8. Determinazione della dispersione. – È caso raro che nelle figure d'interferenza date da minerali di sezioni sottili, si arrivi a vedere la dispersione degli assi ottici; quando ciò avvenga le apparenze sono quelle descritte e figurate in tutti i trattati di Mineralogia, onde non mi trattengo su questo argomento. Per la dispersione delle bisettrici darò indicazioni, caso per caso, trattando dei minerali che la presentano.

Capitolo VI.

Via da seguire per la determinazione di un minerale.

Il petrografo provetto riconosce, nelle sezioni, la massima parte dei minerali a occhio, od in base a pochissime determinazioni sommarie; quasi sempre però ricorre anche ad osservazioni più minuziose, sia per confermare la diagnosi prima, sia per stabilire i caratteri particolari che i minerali possono presentare nelle varie rocce.

È bene che anche il principiante si assuefaccia a determinare i minerali rapidamente, in base a pochi caratteri tipici, ciò che, in assenza di un maestro, può fare studiando sezioni di rocce note e minutamente descritte; è ovvio però, che le sue determinazioni richiedono un accurato controllo.

In ogni modo, ad ogni petrografo può succedere di trovarsi davanti ad un minerale che non ha ancora mai veduto; in tal caso è utile seguire una via metodica, onde arrivare rapidamente e sicuramente al riconoscimento.

Prima di tutto è da stabilire se il minerale è monorifrangente o no; questo, in generale, si fa facilmente giacchè nel primo caso, a luce parallela ed a nicol incrociati, tutte le sezioni sono estinte, nel secondo invece insieme a sezioni estinte, generalmente scarse, se ne trovano di quelle che ristabiliscono la luce. Se si abbia una sola sezione del minerale, e questa sia estinta, l'esame a luce convergente mostra ancora il campo scuro se si tratta di sostanza isotropa ([1]), mentre si vede una figura d'interferenza, se è birifrangente. Anche la forma del contorno e la direzione delle tracce di sfaldatura, possono, come vedremo in seguito, aiutare a riconoscere i minerali monometrici dagli altri.

Alcuni minerali, con potenza birifrattiva molto bassa, si mostrano quasi estinti fra i nicol incrociati, a luce parallela ed anche convergente; sovrapponendo però al minerale la lamina di gesso a rosso di I ordine, si possono, dall'alterazione del colore, riconoscere birifrazioni anche estremamente basse.

La via da seguire, una volta stabilito che si tratta

---

(1) A volte per l'imperfetta isotropia dei sistemi ottici usati, si può vedere un accenno di figura d'interferenza anche se sulla piattaforma non c'è nulla; occorre verificare, a tale scopo, il proprio microscopio.

di un minerale monometrico [1], oppure di uno birifrangente, è diversa; tratto perciò separatamente dei due casi.

a) Minerali monometrici. I caratteri che, più degli altri, servono al riconoscimento dei vari minerali monometrici, sono il colore e la rifrazione; per questa si giudica prima a occhio e, se ciò non basta, si ricorre ad uno dei metodi indicati per una determinazione più esatta.

Le specie monometriche che si rinvengono usualmente nelle rocce sono piuttosto poche e quindi, una volta determinati i due caratteri suddetti, difficilmente ci sarà ancora dubbiezza, nel qual caso le altre proprietà, come sfaldatura, eventuali anomalie ottiche, ecc., potranno dare la soluzione definitiva.

b) Minerali birifrangenti. Il carattere migliore e più rapidamente determinabile, per limitare il campo delle ulteriori ricerche, è dato, a mio parere, dalla potenza birifrattiva. Se ne fa una stima approssimativa, sulla sezione a colori d'interferenza più alti, per mezzo della tavola del Michel Lévy (Cap. IV, § 9) e così si giunge, in generale, ad escludere un gran numero di minerali.

Si cercano poi sezioni estinte, o quasi estinte, e le si osservano a luce convergente; l'immagine conoscopica ottenuta permette di stabilire se il minerale è uniassico o biassico e contemporaneamente di determinare il segno della birifrazione.

Nel massimo numero dei casi i tre caratteri, potenza birifrattiva, uniassicità o biassicità, segno della birifrazione, sono sufficienti per una identificazione probabile; la conferma si cerca in altri caratteri, quali il colore ed il pleocroismo, la rifrazione, la presenza di tracce di sfaldatura, di geminazioni,

(1) Per le sostanze isotrope non cristallizzate v. Parte II, Cap. VIII.

i valori degli angoli d'estinzione, il segno di un eventuale allungamento, ecc.

Naturalmente in casi particolari uno dei caratteri che ho considerati, in certo modo, come secondari, se si presenti con speciale evidenza, può esser sostituito ad uno dei primi tre; così, p. es., l'indice di rifrazione insolitamente elevato o basso, il colore ed il pleocroismo particolarmente sensibili, ecc., possono colpire subito l'occhio e costituire ottimi elementi diagnostici. In generale però, credo che sia preferibile seguire la via prima indicata.

Tutto quello che è stato detto fin qui, presuppone che lo studioso sia nel caso di riconoscere, fra le sezioni di minerali diversi che possono trovarsi in un preparato di roccia, quelle che appartengono ad uno stesso minerale. Questo succede per lo più assai facilmente, perchè i caratteri dei vari minerali tra di loro associati, in particolare tipo di contorno, colore, rilievo, sono in generale assai diversi; si dà però anche il caso che sezioni per molti caratteri simili, appartengano a minerali differenti. Di questo siamo spesso avvertiti durante la determinazione del secondo e terzo carattere principale, chè potremo trovare individui simili uniassici e biassici, oppure positivi e negativi.

Allora uno studio più accurato delle particolarità delle singole sezioni, riesce quasi sempre a far riconoscere quali appartengono all'un minerale e quali all'altro, ciò che non esclude che, in casi speciali, la distinzione possa essere difficilissima, se non anche impossibile con i mezzi consueti.

Del resto poi può sempre succedere che la diagnosi di un dato minerale rimanga dubbia e questo in modo speciale quando, essendo il minerale molto raro nei preparati disponibili, non si possano aver caratteri sufficienti, oppure quando, pur essendo il

minerale abbondante, per le dimensioni troppo minute dei singoli individui, i fenomeni ottici non presentino sufficiente chiarezza. Si tratterà però sempre di una incertezza limitata fra pochi minerali; nel caso di minerale raro nelle sezioni, si possono avere indicazioni preziose da saggi microchimici eseguiti sul preparato; nel caso di sostanza abbondante dai saggi stessi, od anche dall'analisi chimica complessiva della roccia.

PARTE SECONDA

I MINERALI

PARTE SECONDA.

I MINERALI

Nell'ordinamento dei minerali descritti, ho tenuti separati quelli opachi o quasi opachi nelle sezioni sottili, da quelli trasparenti; questi ultimi sono poi suddivisi a seconda del sistema di cristallizzazione; i monometrici son disposti secondo il valore crescente dell'indice di rifrazione, gli altri, nei limiti di ogni sistema, nell'ordine della crescente potenza birifrattiva massima.

Un tale ordinamento non si può certo seguire sempre interamente, giacchè alcuni minerali, costituenti gruppi naturali non scindibili, hanno potenza birifrattiva diversa e, d'altra parte, esistono minerali a potenza birifrattiva massima variabile fra limiti assai distanti; volta per volta mi sono regolato nel modo che ho creduto più conveniente.

Lo scopo che mi sono proposto, scegliendo l'ordinamento suddetto certo discutibile sotto diversi aspetti, scopo che a mio modo di vedere giustifica la scelta, è stato quello di facilitare la diagnosi dei minerali in base ai caratteri osservati al microscopio.

Capitolo I.

Minerali opachi o poco trasparenti.

Grafite. – Carbonio contenente spesso impurità varie (argilla, ossidi di ferro, ecc.).

Infusibile al cannello; trattata con acido nitrico concentrato e clorato di potassa dà acido grafitico, giallo-oro; scaldata, dopo trattamento con acido nitrico, rigonfia, ciò che non avviene per talune varietà dette *grafititi*.

Cristallizza nel sistema romboedrico. Laminette basali a contorno esagono o rotondeggiante; aggregati squamosi.

Sfaldatura basale perfetta.

P. sp. 2,2; D. 1.

Colore grigio scuro per riflessione, con lucentezza metallica se in isquame, con aspetto terroso se molto suddivisa. In lamelle estremamente sottili (0,2-2 μ) trasparente, verde scura, con indice di rifrazione fra 1,93 e 2,07.

Si distingue dalla sostanza carboniosa, frequente come pigmento in rocce analoghe a quelle nelle quali può trovarsi la grafite, perchè la sostanza carboniosa brucia assai facilmente nella fiamma di un becco Bunsen; la prova si fa in generale su di una scheggetta della roccia.

È assai diffusa, specialmente in rocce metamorfiche ed eruttive; è spesso di origine organica, ma nelle rocce eruttive vien considerata anche come minerale di prima consolidazione, o pneumatolitica.

Ferro nativo. – Ferro sempre più o meno nichelifero.

Non fonde al cannello; solubile negli acidi.

Monometrico; granuli.
Sfaldatura cubica.
P. sp. 7,9; D. 4,5-5.
Colore grigio per riflessione; lucentezza metallica.
Raro come minerale di rocce terrestri (rocce eruttive basiche, in particolare basalti) è invece frequentissimo nelle meteoriti.

PIRROTINA. – Fe S contenente solfo più di quello richiesto dalla formula, forse allo stato di soluzione solida; spesso nichelifera.

Fonde al cannello con sviluppo di anidride solforosa; facilmente solubile in acido cloridrico, con sviluppo di idrogeno solforato e separazione di un po' di solfo.

Esagonale; per lo più in masse senza regolare contorno od in granuli.

P. sp. 4,6; D. 4.

Colore bronzino e lucentezza metallica a luce riflessa.

Si riconosce dalla pirite per il colore e per l'attaccabilità con H Cl.

Si trova nelle rocce eruttive, sia intrusive che effusive, di magmi gabbrici, negli scisti anfibolici ed anche in rocce metamorfiche per contatto.

PIRITE. – $Fe S_2$.

Al cannello brucia con fiamma azzurrognola, e si trasforma in Fe S .Quasi inattaccabile da H Cl, si scioglie in HNO_3, con separazione di solfo.

Monometrica; forme più comuni il cubo ed il pentagonododecaedro {210}, talora riconoscibili nelle sezioni; frequenti granuli irregolari.

P. sp. 5; D. 6,5.

Colore giallo con lucentezza metallica; in sezione sottile il colore diventa grigio-giallastro.

Spessissimo la pirite è alterata con produzione di idrossidi di ferro; perde allora la sua lucentezza ed ha aspetto ocraceo con colore bruno o bruno-giallastro. Fra gli idrossidi di ferro secondari da pirite, come del resto dalla massima parte dei minerali ferriferi, prevale per lo più la *limonite*, amorfa, colloidale; si hanno talvolta però anche prodotti cristallizzati come la *goethite* (Fe O (OH) trimetrica) generalmente fibroso-raggiata, e la *lepidocrocite*, lamellare, difficilmente distinguibili fra di loro.

Come minerale accessorio è frequente in rocce di tipo svariatissimo.

Ematite (Oligisto). – $Fe_2 O_3$, talora un po' titanifera.

Infusibile al cannello; lentamente solubile in HCl.

Romboedrica; nelle rocce raramente mostra contorno cristallino; per lo più ocracea, ma si trova anche in lamellette e squame irregolari, talora, esagone, spesso estremamente minute.

P. sp. 5,2; D. 6.

Colore grigio-acciaio scuro e lucentezza metallica; in sezione opaca o trasparente a seconda della grossezza; se trasparente, ciò che avviene per lo più nella varietà squamosa detta oligisto micaceo, ha colore rosso-sangue o rosso-giallo a luce trasmessa ed anche, ma meno puro, a luce riflessa, nel qual caso mostra lucentezza semimetallica; le varietà terrose sono opache, rosse per riflessione.

Pleocroismo:

$$\omega = \text{rosso-bruno}; \ \varepsilon = \text{rosso-giallo}.$$

Rifrazione e birifrazione, negativa, estremamente elevate:

$$\omega = 3{,}22, \quad \varepsilon = 2{,}94, \quad \omega - \varepsilon = 0{,}28.$$

In sezione sottile le proprietà ottiche, all'infuori del colore, per trasparenza e per riflessione, sono difficilmente riconoscibili.

Dalla magnetite, con la quale in alcuni casi può venir confusa, si riconosce per la più difficile solubilità in H Cl.

L'oligisto è assai frequente nelle rocce eruttive acide, nelle quali è uno dei primi minerali segregati; spesso incluso, sotto forma di minutissime scagliette, in minerali vari, ai quali impartisce una colorazione rossa. L'oligisto micaceo è anche frequente negli scisti cristallini. L'ematite, come pigmento rosso, è abbondante in rocce dei tipi più vari; spesso di natura evidentemente secondaria è anche pseudomorfica di altri minerali ferriferi.

GRUPPO DEGLI SPINELLI. – Lo spinello tipico è un alluminato di magnesio, $Mg(AlO_2)_2$; per sostituzione parziale o totale del magnesio da parte di altri elementi bivalenti, e dell'alluminio da parte di elementi trivalenti, si hanno i vari minerali del gruppo; la composizione chimica dei singoli tipi è spesso variabile, ed alcune delle formule riportate più avanti vanno intese come riferentisi a termini puri, talora più teorici che reali.

Generalmente infusibili al cannello, inattaccabili, o quasi, dagli acidi e non disgregabili con i carbonati alcalini; le varietà ricche di ferro lo sono più facilmente. Tutti si possono scomporre fondendoli con bisolfato di potassio.

Monometrici; ottaedri semplici o geminati secondo {111}; granuli rotondeggianti.

Dal lato petrografico interessano specialmente la cromite, l'ercinite, il pleonasto, la picotite.

a) *Cromite*. $FeCr_2O_4$.

P. sp. 4,5; D. 5,5.

Color bruno-nero, lucentezza semimetallica; trasparente solo in sezioni molto sottili ed allora, a luce trasmessa, bruna o rosso-bruna scura. Rifrazione elevatissima intorno a 2,1.

Per la sua insolubilità in H Cl ed anche per il colore, si riconosce dalla magnetite.

Si trova nelle rocce eruttive basiche, ricche di magnesio, e nei prodotti della loro trasformazione; così, p. es., nelle peridotiti e nelle serpentine. È stata trovata anche in alcuni scisti cristallini (anfiboliti) ed in certe dolomie.

b) *Ercinite* $Fe\,Al_2\,O_4$.

P. sp. 3,9; D. 7,5.

In sezione sottile poco trasparente, verde-scura; rifrazione altissima, intorno a 1.75.

Molto difficilmente riconoscibile dal pleonasto; è stata trovata in rocce granulitiche ed in un gabbro.

c) *Pleonasto* $(Mg, Fe)\,(Al, Fe)_2\,O_4$.

P. sp. 3,8; D. 7,5.

Nero per riflessione, verde intenso in sezione sottile; indice di rifrazione 1,77-1,78.

Si trova spesso, insieme a magnetite, in rocce eruttive di tipo diverso, sia acide che basiche; è pure assai diffuso negli gneiss e rocce ad essi associate e si trova anche negli inclusi delle rocce eruttive e nelle formazioni di contatto. Nelle rocce metamorfiche è spesso associato a minerali alluminiferi, come corindone, andalusite, cianite, ecc.; in qualche caso è accompagnato da tormalina, clorite, od anfiboli.

d) *Picotite* $(Mg, Fe)\,(Al, Cr, Fe)_2\,O_4$.

P. sp. 4; D. 8.

Colorazione molto intensa, a luce trasmessa, bruna o bruno-gialla; $n = 2,05$ circa.

È simile alla cromite e da essa, in sezione, difficilmente riconoscibile.

Si trova nei basalti, spesso in forma di minutissime inclusioni nell'olivina, nelle peridotiti e serpentine.

Anche lo spinello vero e proprio, o *spinello nobile*, in sezione incoloro o leggermente roseo, verdolino o azzurrognolo (n = 1,72 ca.) si trova qualche volta nelle dolomie e nei calcari cristallini.

MAGNETITE. – $Fe\, Fe_2\, O_4$. È considerata come uno spinello nel quale Mg è sostituito da Fe'' ed Al da Fe'''; contiene spesso titanio, in quantità anche notevoli, ed Mn, Mg, Al.

Molto difficilmente fusibile al cannello; facilmente solubile in H Cl.

Monometrica; cristalli ottaedrici che in sezione appaiono di forma quadrata, più di rado triangolare; granuli irregolari. Geminazione {111}; unioni di minuti cristallini; forme scheletriche.

P. sp. 5,2; D. 6.

Opaca; lucentezza metallica e color grigio-nerastro.

Alterazione, non molto facile, in limonite.

Si può facilmente confondere con l'ilmenite (v. questa).

La magnetite è molto diffusa nelle rocce eruttive e negli scisti cristallini; assai meno nelle rocce sedimentarie. Nelle rocce eruttive è, in generale, fra i minerali più antichi; nei basalti e simili, che ne sono particolarmente ricchi, può esser anche minerale di secondo tempo e, fra questi, degli ultimi formati.

ILMENITE (Ferro titanato). – $Fe\, Ti\, O_3$. Viene generalmente considerata come un metatitanato di ferro; contiene qualche volta Mn ed Mg, ciò che viene spiegato ammettendo l'associazione del titanato di ferro, con i corrispondenti del manganese (*pirofanite*) e del magnesio (*geikielite*); talora contiene più ferro di quello richiesto dalla formula ed alcuni ammet-

tono che questo sia dovuto a miscele di ilmenite e di oligisto.

Infusibile al cannello; poco attaccata da H Cl.

Romboedrica; nelle rocce ha spesso abito tabulare secondo la base ed appare in lamellette esagone, od in bacchettine se tagliata trasversalmente rispetto a {0001}. Comune anche in granuli irregolari ed in forme scacchettate sommamente caratteristiche (fig. 60).



Fig. 60.

P. sp. 4,8; D. 6.

Per lo più opaca anche in sezione sottile, con color grigio-nero, talora con accenno al bruno-violaceo; lucentezza metallica. In lamine molto sottili, specialmente della varietà detta ilmenite micacea, diviene trasparente, bruna, con forte birifrazione negativa.

L'ilmenite è minerale assai facilmente alterabile; la trasformazione incomincia generalmente dalla periferia e prosegue poi fino ad una pseudomorfosi completa. Talora di una lamina ilmenitica alterata rimangono conservate delle sottili liste, incrociantisi ad angoli di 60° (fig. 61). Il prodotto che si origina è detto *leucoxeno* ed ha per lo più l'aspetto di sostanza torbida, terrosa, biancastra o bianco-giallastra a luce riflessa; quando è trasparente ha rifrazione e birifrazione forti. Sembra che in molti casi questa sostanza sia titanite microgranulare o fibrosa, ma qualche volta, fra i prodotti secondari derivati dall'ilmenite, è stata trovata anche l'anatasia.



Fig. 61.

La distinzione fra magnetite ed ilmenite è facile se questa presenta l'orlo leucoxenico, ma diventa spesso impossibile o quasi, in sezione sottile, se essa è inalterata; si può ricorrere allora, dopo aver levato il coprioggetti ed allontanato il balsamo ricoprente la sezione, lavando con xilolo od alcool, ad un attacco con H Cl, nel quale acido la ilmenite è difficilmente, la magnetite assai facilmente solubile. Se il minerale si può isolare, convien ricorrere alle reazioni caratteristiche del titanio.

L'ilmenite è molto comune nelle rocce eruttive, come uno dei primi minerali formatisi, e diviene abbondante in quelle basiche di tipo gabbrico, diabasico, basaltico. Si trova anche negli scisti cristallini ed alcune sabbie ne contengono in abbondanza.

GRUPPO DELL'ENIGMATITE. – Comprende tre minerali che da molti son considerati come anfiboli, mentre secondo altri costituiscono un gruppo a sè.

a) *Enigmatite* e *cossirite*. Per la prima vien data la formula $(Na, K, H)_4 (Fe, Mg, Ca)_9 (Al, Fe)_2 (Si, Ti)_{12} O_{38}$; la cossirite ha composizione molto vicina a quella dell'enigmatite.

Al cannello dànno un vetro nero; attaccate parzialmente dagli acidi, completamente da HF concentrato.

Tricline molto vicine alla simmetria monoclina; abito colonnare secondo [001] assai simile a quello dell'orneblenda basaltica; aghiformi.

Geminazione comune, anche polisintetica, secondo {010}.

Sfaldatura {110} e $\{1\bar{1}0\}$ un po' meno netta che negli anfiboli; i due sistemi di strie fanno angolo di 114° ca.

P. sp. 3,8; D. 5,5.

Nere con lucentezza vitrea; in sezioni molto sottili trasparenti con:

α = rosso-bruno chiaro,
β = castagno,
γ = bruno-nero.

Rifrazione elevatissima (β = 1,8 ca.) e birifrazione debole (0,006). Angolo degli assi ottici nell'aria circa 60°; dispersione, sembra, $r < v$. Piano degli assi ottici molto vicino a {010}; estinzione su {100} riferita alle tracce di sfaldatura, molto piccola, 3°-5°, su {010} 39°-45°.

L'enigmatite si trova in alcune sieniti eleolitiche e rocce vicine, talora concresciuta regolarmente con egirina ed arfvedsonite; la cossirite nelle pantelleriti, comenditi, fonoliti, sieniti.

b) *Rhönite*. Formula non sicura; è analoga all'enigmatite ed alla cossirite, ma più ricca di sesquiossidi.

Attaccata lentamente da H Cl concentrato e anche più lentamente da quello diluito.

Abito e sfaldatura come nei minerali precedenti.

P. sp. 3,58 ca.

Bruno-nera o nera, lucentezza di tipo metallico; trasparente in sezioni molto sottili con:

α = bruno tendente al verde,
β = bruno,
γ = rosso-bruno scuro, nero.

Rifrazione superiore a 1,6, birifrazione forse positiva; piano degli assi ottici vicino a {010}; in sezioni {010} $c:\gamma$ = 40° circa.

Si riconosce dai minerali precedenti per il colore di α e dalla ilmenite trasparente per il pleocroismo.

Si trova in rocce basaltiche, specialmente di tipo alcalino.

Capitolo II.

Minerali monometrici.

Fra i nicol incrociati a luce parallela sono costantemente estinti, salvo, ben inteso, che non presentino anomalie ottiche; non dànno figura d'interferenza a luce convergente.

Le sezioni, quando non abbiano contorno cristallografico, sono per lo più rotondeggianti; se limitate dalle tracce di facce cristalline, sono triangolari, quadrate, esagone ed anche ottagone.

Le tracce di sfaldatura in questo, come negli altri sistemi, si manifestano, in sezione, per mezzo di strie più o meno sottili e rettilinee. Se la sfaldatura è facile, le tracce ne sono nette, lunghe, diritte e spesso fittamente ripetute; via via che diminuisce la facilità della sfaldatura, diminuiscono anche la nettezza e la rettilineità delle tracce, che spesso sono interrotte e riunite da tratti curvilinei. In certi casi esse non sono visibili che in sezioni molto sottili, osservando con diaframma ristretto.

Nel sistema monometrico la sfaldatura avviene parallelamente alle facce del cubo, dell'ottaedro, del rombododecaedro; perciò, quando esiste, si manifesta con due o più sistemi di strie equivalenti.

Fluorina. $Ca F_2$.

Difficilmente fusibile al cannello; attaccata da $H_2 SO_4$, poco dagli altri acidi.

Forme cubiche od ottaedriche; nelle rocce per lo più irregolare od in granuli.

Sfaldatura {111} perfetta.

P. sp. 3,2; D. 4.

Incolora o di tinte molto varie; lucentezza vitrea. Qualche volta colorata anche in sezione ed allora violacea a zone irregolari.

Rifrazione bassissima, $n = 1,434$; anomalie ottiche non si osservano, di solito, nella fluorina delle rocce.

È minerale generalmente scarso; si trova in rocce eruttive specialmente acide, spesso connessa con fenomeni pneumatolitici ed anche come minerale di contatto; è stata trovata pure in rocce sedimentarie, calcari ed arenarie.

GRUPPO DELLA SODALITE. – Comprende tre minerali, la *sodalite*, $Na_4\,(Al.Cl)\,Al_2\,(Si\,O_4)_3$, la *noseana* $Na_4\,(Al.Na\,SO_4)\,Al_2\,(Si\,O_4)_3$, l'*hauyna* $Na_2\,Ca\,(Al.Na\,SO_4)\,Al_2\,(Si\,O_4)_3$.

Fusibili al cannello; facilmente attaccabili da $H\,Cl$ od HNO_3 con formazione di silice gelatinosa (la sodalite dà una soluzione limpida dalla quale poi si deposita la silice).

Forma per lo più rombododecaedrica e quindi in sezione contorno quadrilatero od esagonale; talvolta associata ad {100} ed allora anche sezioni ottagone; granuli irregolari. Caratteristico l'arrotondamento del contorno, anche con incavature molto profonde, per corrosione magmatica.

Sfaldatura {110} non sempre visibile in sezione, specialmente nei piccoli individui.

P. sp. 2,3-2,5; D. 5,5.

Frequentissime inclusioni sotto forma di minute punteggiature o di esilissime bacchettine, spesso incrociantisi a 90° od a 120°; le punteggiature sono spesso disposte a zone, specialmente in prossimità del contorno che seguono anche nelle sue insenature (fig. 62) e divengono talora così abbondanti da alterare, o togliere addirittura, la trasparenza al minerale.

Colore vario, azzurro, rosso, verde, più o meno intenso ed anche mancante; lucentezza vitrea o grassa. In sezione gli stessi colori ma molto meno carichi o, più spesso, mancanza di colorazione; le tinte sono disposte irregolarmente, talora divengono più cupe in prossimità di fratture o di tracce di sfaldatura.

Rifrazione bassissima:

Sodalite n = 1,483-1,490
Noseana n = 1,495
Hauyna n = 1,496-1,504.

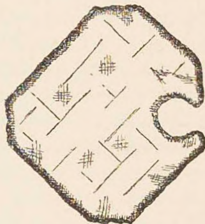


Fig. 62.

Anomalie ottiche rare; si ha qualche volta debole birifrazione lungo fessure o tracce di sfaldatura, ed attorno ad inclusioni.

Alterazioni frequenti a dar luogo a zeoliti, in modo speciale a natrolite fibroso-raggiata, spesso accompagnata da piccole quantità di diasporo, idrargillite, idronefelina ed anche di calcite; sembra che questo modo di trasformazione sia connesso con fenomeni idrotermali; l'alterazione comune porterebbe invece alla formazione di una sostanza del tipo della litomarga.

La isotropia ed il basso potere rifrangente fanno distinguere, anche in assenza delle caratteristiche inclusioni, questi minerali dalla maggior parte degli altri; è possibile, anzi facile, una confusione con la fluorina, la leucite, l'analcima. In casi dubbi conviene ricorrere a saggi microchimici, ai quali pure bisogna rivolgersi per distinguere tra di loro i tre minerali del gruppo.

Si approfitta della già accennata facile attaccabilità per mezzo degli acidi; facendo evaporare sopra un portaoggetti una goccia della soluzione nitrica

si separano, se si aveva a che fare con sodalite, abbondanti cristallini cubici di salgemma; dalla soluzione cloridrica della noseana e della hauyna, insieme al salgemma si ottengono caratteristici aghetti birifrangenti di gesso, più numerosi per la seconda che non per la prima [1].

L'attacco, con acido diluito ed a temperatura non alta, si fa su frammenti del minerale, se questo è visibile macroscopicamente ed isolabile, altrimenti su di un po' di polvere della roccia o, forse meglio, sulla sezione stessa. In questo caso bisogna, scaldando leggermente, levare il coprioggetti senza asportare il balsamo che ricopre la sezione; poi, con una punta d'ago e adoperando una lente, si libera dal balsamo il punto della sezione sul quale si vuol fare l'attacco, e ci si porta una goccia di acido. Quando si ritiene che questo abbia agito, per mezzo di una pipetta a tubo sottilissimo si leva la goccia, che si depone su di un portaoggetti pulito e che si lascia evaporare.

Per riconoscere la sodalite di può ricorrere alla seguente reazione: sulla sezione scoperta si asporta il balsamo nel punto opportuno, si fa agire per pochi secondi una goccia di acido nitrico (esente da cloro!) molto diluito, o di acido acetico; si aggiunge poi una goccia di soluzione, pure assai diluita, di nitrato o di acetato di piombo e si porta la sezione al microscopio; si vedono tosto formarsi, sulla sodalite, lunghi aciculi schiacciati, fortemente birifrangenti, di cloruro di piombo.

La sodalite si trova, con una certa frequenza, nelle sieniti eleolitiche, nelle quali è spesso minerale originario, anteriore ai feldispati ed anche agli

(1) Se si tratta di noseana pura gli aghetti di gesso mancano; quasi sempre però, si hanno miscele di noseana ed hauyna.

anfiboli e pirosseni alcalini; altre volte invece, sempre come minerale primario, è degli ultimi formati; talora invece è secondaria da nefelina. Si trova anche nelle tinguaiti ed in rocce trachitiche e fonolitiche.

La noseana e l'hauyna sono frequenti nelle rocce provenienti da magmi foyaitici e theralitici, specialmente nelle forme effusive.

Con il nome di *lazurite* o *lapislazuli*, viene indicato un minerale vicino alla hauyna, ma contenente il gruppo ($Na\,S_3.Al$); raro in cristalli isolati, si trova unito principalmente a diopside, anfibolo, mica, calcite e pirite, in rocce probabilmente di contatto.

ANALCIMA. – $Na\,Al\,(Si\,O_3)_2.H_2\,O$; piccole quantità di potassio.

Al cannello fonde in un vetro incoloro; facilmente decomposta dagli acidi minerali, con formazione di silice gelatinosa.

Trapezoedro {211} solo o con il cubo; nelle rocce pseudomorfica di leucite, nefelina o sodalite, oppure a riempire cavità preesistenti.

Sfaldatura {100} talora visibile anche in sezione.

P. sp. 2,20; D. 5,5.

Incolora, o rosea, o bianca; lucentezza vitrea. In sezione sottile incolora e trasparente.

Rifrazione bassissima: $n = 1{,}488$.

Presenta anomalie ottiche che, per l'analcima delle rocce, si manifestano con una debole birifrazione e suddivisione in settori poco nettamente limitati, od in lamelle simili a quelle di geminazione.

Può essere scambiata con la sodalite e con la leucite; dalla prima si riconosce per mezzo della reazione del cloro, che nell'analcima dà resultato negativo; per la distinzione dalla leucite v. questa.

Il vetro, col quale pure può confondersi, ha in generale più elevata rifrazione.

Come minerale secondario è assai frequente in fonoliti, basalti, tefriti, ecc.; in alcuni casi, in rocce degli stessi tipi, sembra essere anche minerale originario.

LEUCITE. – $K\,Al\,(Si\,O_3)_2$; piccole quantità di Na a sostituire K, e pochissimo Ca.

Infusibile al cannello; in polvere facilmente attaccata da H Cl caldo con separazione di silice pulverulenta, in sezione invece poco attaccata.

Trapezoedro {211}; sezioni spesso di forma ottagonale, con contorno più o meno arrotondato; gli individui più piccoli addirittura rotondeggianti.

Sfaldatura {110}, non visibile in sezione.

P. sp. 2,5; D. 5,5.

Frequenti inclusioni dei vari minerali prima formatisi nella roccia nella quale si trova la leucite; molto spesso le inclusioni microlitiche di prismettini di augite, di minerali metallici, e quelle scoriacee, vetrose, gassose e, più di rado, liquide, sono ordinate parallelamente al contorno, talora in zone concentriche distinte per la natura del minerale incluso; qualche volta esse sono disposte anche radialmente, od in ambedue i modi nello stesso tempo.

Biancastra o grigiastra; lucentezza vitrea. In sezione incolora.

Rifrazione bassa; n = 1,508-1,509.

Anomalie ottiche quasi costanti, se pure non sempre chiaramente visibili; birifrazione positiva (eccezionalmente negativa) bassissima, tanto che in sezioni molto sottili essa non viene osservata direttamente, ma solo dall'alterazione prodotta nel colore della lamina di gesso a rosso di I ordine; molto spesso gli individui più piccoli appaiono isotropi. La

birifrazione è accompagnata da geminazione polisintetica, a lamelle generalmente molto esili, incrociantisi in varie direzioni. La spiegazione delle anomalie ottiche ora ricordate, sta nel fatto che la leucite è dimorfa, monometrica sopra 620°, pseudomonometrica al di sotto; la sua struttura sotto 620° è stata ritenuta dimetrica, trimetrica, monoclina e triclina.

Molto facilmente alterabile, le trasformazioni che essa subisce sono varie: comune è quella in caolino, per la quale, in un primo stadio, si ha la formazione di feldispato potassico e muscovite; così pure assai comune è la trasformazione in analcima, forse favorita da circolazione di soluzioni sodifere, e nella quale si producono anche degli aggregati accessori, talora fibroso-raggiati, di una sostanza birifrangente indeterminata. Nelle rocce abissali e filoniane è frequente la sostituzione della leucite con un aggregato di ortoclasio e nefelina conosciuto con il nome di *pseudoleucite*.

La forma, le inclusioni, le anomalie ottiche fanno, in generale, facilmente riconoscere la leucite; per la distinzione dai minerali del gruppo della sodalite possono valere i saggi microchimici indicati per questi; per il riconoscimento dall'analcima, con la quale in certi casi potrebbe scambiarsi, si può ricorrere alla differenza di attaccabilità con H Cl. Per questo, scoperta la sezione ed allontanato lo strato di balsamo superiore per mezzo di un solvente, si fa agire brevemente sulla sezione dell' H Cl diluito, magari scaldando un poco: l'analcima, come del resto anche i minerali del gruppo della sodalite ed altri facilmente attaccabili, si ricopre di una pellicola di silice gelatinosa. Si lava, con precauzione onde non asportare la pellicola eventualmente formatasi, e si copre la sezione con una soluzione diluita di

fucsina; dopo un paio d'ore si lava. I minerali attaccati dall'acido con produzione di silice gelatinosa, appaiono allora colorati, mentre la leucite che, come abbiamo veduto, in tali condizioni è inattaccabile o quasi, non ha mutato il suo aspetto.

È minerale molto frequente nelle rocce eruttive, in modo speciale in quelle effusive, provenienti da magmi della serie alcalina, delle quali essa può essere un elemento essenziale.

PERICLASIA. – $Mg\,O$; quantità variabili, ma non molto forti di $Fe\,O$.

Infusibile al cannello; attaccata da $H\,Cl$ concentrato.

Ottaedri o granuli irregolari, rotondeggianti.

Sfaldatura cubica facile.

P. sp. 3,65; D. 6.

Incolora, grigia, gialla o bruna; lucentezza vitrea. Spesso colorata anche in sezione.

Rifrazione molto elevata: $n = 1{,}738$.

Si altera con facilità dando origine ad aggregati lamellari di brucite o fibrosi di idromagnesite [1]; è citata anche la trasformazione in serpentino.

L'isotropia, la forte rifrazione e la presenza di tracce di sfaldatura, fanno riconoscere questo minerale.

Si trova nei calcari metamorfosati per contatto.

GRUPPO DEI GRANATI. – $R''_3\,R'''_2\,(Si\,O_4)_3$ con $R'' = Ca, Mg, Fe, Mn$, ed $R''' = Al, Fe, Cr$; spesso i granati contengono, in quantità anche notevoli,

---

(1) L'*idromagnesite* è un carbonato basico di magnesio che si trova, come prodotto secondario di minerali magnesiaci, specialmente in rocce serpentinose o peridotitiche. Terroso, bianco, o in aghetti monoclini incolori, con $\alpha = 1{,}523$, $\beta = 1{,}527$, $\gamma = 1{,}545$, $\gamma - \alpha = 0{,}022$, $\gamma - \beta = 0{,}018$, $\beta - \alpha = 0{,}004$, birifrazione positiva, $b = \gamma$, $c : \alpha = +47^\circ$, $c : \beta - 43^\circ$.

titanio. Si conoscono numerose varietà, indicate con nomi diversi, risultanti da miscele di silicati corrispondenti alla formula generale sopra riportata; i nomi *grossularia, piropo, almandino, spessartina, andradite, melanite*, sono quelli delle varietà più comuni e le formule, solamente teoriche, indicano non la composizione dei relativi termini, ma sibbene quella del silicato che in ciascuno di essi prevale.

Grossularia . . .	$Ca_3\ Al_2\ (Si\ O_4)_3$
Piropo	$Mg_3\ Al_2\ (Si\ O_4)_3$
Almandino. . . .	$Fe_3\ Al_2\ (Si\ O_4)_3$
Spessartina . . .	$Mn_3\ Al_2\ (Si\ O_4)_3$
Andradite	$Ca_3\ Fe_2\ (Si\ O_4)_3$
Melanite	$Ca_3\ Fe_2\ [(Si,\ Ti)\ O_4]_3$.

L'*uvarovite*, granato di Ca e Cr, non ha importanza petrografica.

Per lo più facilmente fusibili al cannello, a dar dei vetri di vario colore a seconda della composizione; il piropo fonde molto difficilmente e l'uvarovite è infusibile. Inattaccabili o quasi dagli acidi, salvo le varietà titanifere che sono gelatinizzate da H Cl.

Forme prevalenti il trapezoedro {211} ed il rombododecaedro anche insieme associati; frequenti pure granuli rotondeggianti ed angolosi; rari gli scheletri di cristalli.

Sfaldatura {110} per lo più non visibile in sezione.

P. sp. 3,4-4,3; D. 7-7,5.

Lucentezza vitrea; colore variabilissimo, a seconda della composizione, dall'incoloro o quasi, al grigio, giallo, verde, rosso, bruno, nero. In sezione sottile mancante o debole, roseo o giallognolo, tranne per le varietà melanitiche che presentano colorazione piuttosto intensa; si hanno anche cristalli a

zone di composizione, e quindi di colorazione, diverse.

Rifrazione fortissima; come valori medi possono considerarsi i seguenti:

Grossularia	1,74-1,76
Piropo	1,74-1,75
Almandino	1,80-1,81
Spessartina	1,80-1,81
Andradite	1,89
Melanite	1,85-1,91

Anomalie ottiche poco visibili nelle sezioni delle rocce, nelle quali i granati appaiono per lo più isotropi; in alcune granatoliti e rocce simili il minerale presenta birifrazione, con suddivisione in settori diversamente orientati e spesso connessa con struttura zonale.

I granati, minerali assai stabili, sono di solito inalterati; l'almandino mostra talora una trasformazione in clorite, che può esser estesa a tutto il cristallo.

Il piropo che, come vedremo, si trova prevalentemente nelle peridotiti e nelle serpentine da esse derivate, è spesso circondato da una zona fibrosa a fibre disposte radialmente (*orlo chelifitico*), più o meno spessa, talvolta sostituente quasi tutto un cristallo, costituita da minerali pirossenici e anfibolici, insieme, sempre o quasi sempre, a picotite: probabilmente nei vari casi i minerali costituenti l'orlo chelifitico sono diversi. Non si tratta di una comune alterazione ma invece, secondo molti, del prodotto della reazione fra il granato e l'olivina o fra il primo ed il magma ancora liquido; in ogni modo quindi si ha a che fare con un fenomeno del tipo del riassorbimento magmatico.

Il riconoscimento dei granati come tali, data la elevata rifrazione che produce rilievo e sagrinatura, e l'isotropia, è sempre facile; per la melanite fortemente colorata, è possibile una confusione con taluni spinelli, che però hanno di solito tinta più intensa e che, d'altra parte, mancano della distribuzione zonata dei colori.

La distinzione delle diverse varietà fra di loro, a volte difficile anche macroscopicamente, è spesso impossibile nelle sezioni sottili.

La grossularia è generalmente incolora in sezione; frequente nei calcari metamorfici, si trova anche nelle granatoliti, negli gneiss anfibolici e pirossenici, nonchè nelle serpentine (*hessonite*).

Il piropo è conosciuto quasi esclusivamente per rocce peridotiche, per le serpentine da esse derivate, nonchè per i prodotti del loro disfacimento. Rosso-sangue nei cristalli, è roseo od incoloro in sezione.

L'almandino è molto diffuso in rocce di vario tipo; così si trova in rocce eruttive come graniti, dioriti ed andesiti, negli scisti cristallini, micascisti, gneiss, kinzigiti, ecc., nelle rocce metamorfiche per contatto e, finalmente, a costituire delle sabbie granatifere. Rosso scuro in cristalli, è roseo o incoloro in sezione. Contiene sovente inclusioni di minerali svariati, fra i quali spesso prevale il quarzo, talvolta accumulate nella parte centrale dei granuli; del resto le inclusioni sono frequenti anche negli altri granati.

La spessartina, giallo-miele o giallo bruna, più di rado rossa, incolora in sezione, si rinviene nei graniti e nelle pegmatiti, in alcune rocce metamorfiche ed in vicinanza di giacimenti manganesiferi.

Di granati calcico-ferrici, il *demantoide*, verde, e la *topazzolite*, gialla, ambedue incolori in sezione,

si trovano specialmente in rocce serpentinose; una varietà bruna è minerale di contatto in vicinanza di masse ferrifere. La melanite, nera in cristalli, anche in sezione è colorita in bruno assai intenso, con alternanza di zone a tinta più o meno carica; è un componente accessorio frequente delle rocce basiche della serie alcalina e dei loro tufi.

PEROWSKITE. – $Ca\,Ti\,O_3$; quasi sempre contiene piccole quantità di ferro.

Infusibile al cannello; solubile in $H_2\,SO_4$ concentrato.

{111} nelle rocce eruttive, {100} nelle metamorfiche; talora forme scheletriche e geminati {111}. Generalmente individui assai piccoli.

Sfaldatura {100} riconoscibile in sezione solo nei cristalli più grossi.

P. sp. 4; D. 5,5.

Colore variabile, dal giallo chiaro al grigio-nero-violaceo; lucentezza adamantina nelle varietà chiare, semimetallica nelle scure. In sezioni grigia, grigio-violacea, bruniccia, talora con distribuzione zonata.

Rifrazione estremamente elevata; $n = 2,38$.

I piccoli cristalli che si trovano comunemente nelle rocce appaiono isotropi; i più grossi invece mostrano birifrazione e struttura lamellare complessa per geminazione. La perowskite è considerata pseudo-monometrica, forse trimetrica.

Generalmente fresca, mostra qualche volta alterazione di tipo leucoxenico.

Dai minerali di aspetto simile del gruppo degli spinelli, la perowskite può distinguersi per il potere rifrangente molto più elevato; in alcuni casi però, specialmente per perowskiti poco trasparenti, la distinzione può essere incerta e si deve ricorrere allora a saggi chimici su materiale isolato, che può ottener-

si combinando una separazione densimetrica con un attacco per mezzo di acido cloroidrico o fluoridrico diluito, all'azione dei quali la perowskite resiste.

Si trova principalmente in basalti melilitici e nefelinici, in qualche peridotite e serpentina ed è stata rinvenuta anche in calcari metamorfosati per contatto.

CAPITOLO III.

Minerali dimetrici.

A nicol incrociati e luce parallela le sezioni basali sono costantemente estinte, le altre invece illuminate ed estinguono quattro volte ruotando di un angolo giro la sezione nel suo piano.

A nicol incrociati e luce convergente le prime mostrano la croce nera ed eventualmente le curve isocromatiche, le sezioni inclinate sull'asse ottico apparenze varie a seconda della inclinazione (v. pag. 96).

Le estinzioni sono sempre rette, se riferite alla traccia della base od a quella dell'asse di principal simmetria (v. pag. 67).

I minerali colorati mostrano, a solo polarizzatore, il fenomeno del pleocroismo, che però è poco sensibile per quelli di questo sistema che si incontrano generalmente nelle rocce.

Gli individui a contorno cristallino ben sviluppato dànno sezioni quadrate od ottagone se tagliati normalmente all'asse, rettangolari, ottagonali, rombe, a seconda dei casi, se tagliate in direzioni diverse.

La sfaldatura, nei minerali dimetrici delle rocce, avviene per lo più secondo {110} o {100}, più di rado

secondo {001}. La sfaldatura prismatica si presenta con un solo sistema di strie nelle sezioni della zona [001], nelle altre con due sistemi che fanno angolo variabile a seconda della direzione, di 90° nelle sezioni {001}; se esistono contemporaneamente le due sfaldature prismatiche, avremo sempre un solo sistema di tracce nelle sezioni della zona verticale, mentre se ne vedranno quattro nelle altre. La sfaldatura basale è monotoma in tutte le sezioni, salvo quelle {001}, nelle quali, naturalmente, mancano le sue tracce. Se esistono nello stesso tempo due sfaldature diverse esse non sono, in generale, ugualmente facili e si possono perciò riconoscere, in sezione, l'una dall'altra (v. pag. 143).

VESUVIANA (Idocrasia). – $Ca_6\ Al_2\ [Al\ (OH,\ F)]\ (Si\ O_4)_5$. Composizione variabile: parte del Ca può esser sostituito da Mg, Fe'', Mn, dell'Al da Fe''' e inoltre possono esser presenti piccole quantità di alcali e di Ti.

Facilmente fusibile al cannello a dare un vetro bruno o verde; difficilmente attaccabile da H Cl se non è stata prima fusa.

Cristalli prismatici tozzi con terminazione bipiramidata e basale; spesso granuli e masse irregolari od anche aggregati di bacchettine.

Sfaldatura {100} e {110} non facile e raramente visibile nelle sezioni.

P. sp. 3,4; D. 6,5.

Colore per lo più verdastro o bruno, talora anche giallo, o, raramente, azzurro; lucentezza vitrea con tendenza a quella resinosa. In sezione incolora o giallognola, di rado a colorazione intensa; assai frequente una disposizione dei colori a zone concentriche, molto meno a chiazze irregolarmente limitate.

Rifrazione molto elevata, birifrazione bassissima e di segno per lo più negativo, ma variabile, talora anche con la lunghezza d'onda:

$$\omega = 1{,}705\text{-}1{,}732, \quad \varepsilon = 1{,}701\text{-}1{,}726,$$
$$\omega - \varepsilon = 0{,}0009\text{-}0{,}006.$$

Pleocroismo, raramente visibile in sezione, con $\omega \gtreqless \varepsilon$.

Colori di interferenza bassissimi, spesso anomali azzurro-scuri o giallo-bruni; è frequente una distribuzione a strie di colori di interferenza diversi, con estinzione contemporanea ma con segno della birifrazione variabile da stria a stria.

La figura di interferenza ora è normale uniassica, ora invece il cristallo è suddiviso in settori a figura biassica, con angolo degli assi ed orientazione del loro piano variabili da settore a settore; sono state anche osservate, in una stessa lamina, plaghe uniassiche e plaghe biassiche.

Alterazioni rare; è stata descritta una trasformazione in prehnite.

Riconoscimento in generale assai facile; la zoisite che può presentare caratteri analoghi, ha peraltro sfaldatura in generale ben visibile in sezione; per la diagnosi in confronto con la melilite v. questa.

La giacitura tipica della vesuviana è nei calcari metamorfosati per contatto, ma si rinviene anche in alcuni scisti cristallini; è stata trovata raramente in rocce eruttive, nelle quali si ritiene dovuta a riassorbimento di calcari e quindi esogena.

Gruppo della melilite. – Comprende vari minerali che sono considerati associazioni di diversi componenti, forse dei tre: sarcolite $Ca_3\,Al_2\,Si_3\,O_{12}$, con parziale sostituzione di Na a Ca; åckermanite $Ca_2\,Mg\,Si_2\,O_7$; velardeñite $Ca_2\,Al_2\,Si\,O_7$; si deve no-

tare però che tale interpetrazione è stata, di recente, criticata; le ultime ricerche condurrebbero ad ammettere miscele di tre componenti, åckermanite, velardeñite ed il silicato Na Ca Al Si_2 O_7; la gehlenite conterrebbe soltanto i due primi, la melilite tutt'e tre. Da escludersi sarebbe un componente di tipo sarcolitico; la sarcolite mostrerebbe invece alcune analogie con la scapolite. Inoltre i minerali del gruppo contengono anche K, Fe'', Mn, Fe'''. Petrograficamente è importante la *melilite*, o *humboldtilite*; molto meno diffusa è la *gehlenite*.

a) *Melilite*.

Fonde al cannello e dà un vetro giallo o verdognolo; facilmente attaccabile da H Cl con formazione di silice gelatinosa.

Individui appiattiti secondo {001}, tabulari o colonnari tozzi, onde le sezioni parallele all'asse appaiono listiformi, allungate normalmente a [001], quelle basali ottagone o rotondeggianti; individui irregolari, anche assai estesi.

Sfaldatura {110} e {001}, quest'ultima soltanto osservabile in sezione, per lo più con una sola traccia nel mezzo degli individui listiformi o, in ogni modo, con pochissime tracce.



Fig. 63.

È poi molto diffusa e caratteristica una speciale fibrosità parallela a [001] e quindi trasversale nelle sezioni allungate (fig. 63); le fibre partono dai due lati lunghi opposti e generalmente si arrestano prima di aver raggiunto la metà della lamina; nelle sezioni basali si osservano talora, in corrispondenza delle singole fibre, dei piccolissimi cerchietti. Questa fibrosità, che non è certo dovuta a sfaldatura, ha avuto

interpetrazioni varie; secondo alcuni si tratterebbe di interposizioni di sostanza vetrosa, ma oggi, in generale, quest'apparenza è ritenuta indizio di incipiente alterazione.

P. sp. 2,9; D. 5.

Colore vario, bianco, giallo, rosso, bruno; lucentezza vitrea, con tendenza alla resinosa sulle fratture; in sezione quasi incolora o giallognola; pleocroismo sensibile nelle varietà intensamente colorate:

ω = giallo chiaro, ε = giallo scuro.

Rifrazione media, birifrazione molto bassa, ora negativa, ora positiva; per la melilite del Vesuvio è stato trovato:

$$\omega = 1{,}634, \quad \varepsilon = 1{,}629, \quad \omega - \varepsilon = 0{,}005.$$

Colori d'interferenza bassissimi, talora anomali, azzurro-cupi; spesso un dato individuo è tutto positivo o tutto negativo, ma si ha però anche, talvolta, alternanza di zone + e —, fra le quali possono trovarsi strisce isotrope.

Alterazioni assai frequenti, a dare origine ad aggregati fibrosi, ora, e per lo più, a fibre parallele partenti dalle facce di {001}, ora a disposizione raggiata; la sostanza costituente le fibre, assai più birifrangente della melilite, sembra essere di natura zeolitica. A luce riflessa le meliliti alterate hanno aspetto terroso e colore giallognolo o biancastro.

Spesso chiaramente identificabile per la sua caratteristica fibrosità, mancando la quale può avvenire scambio con la vesuviana e con la zoisite, che hanno però rifrazione superiore e che sono difficilmente attaccabili dagli acidi.

La melilite si trova principalmente in rocce eruttive basiche recenti, leucitiche o nefeliniche, ed in rocce filoniane accompagnanti sieniti nefeliniche.

b) *Gehlenite*.

Difficilmente fusibile al cannello; scomposta da H Cl con formazione di silice gelatinosa.

Tabulare secondo {001} ma meno appiattita della melilite; granuli irregolari e masse compatte.

Sfaldature {001} e {110} non facili, ma riconoscibili in sezione.

P. sp. 2,9; D. 5,5.

Grigia, bruniccia, verdolina; lucentezza resinosa tendente alla vitrea; in sezione incolora.

$$\omega = 1{,}663, \quad \varepsilon = 1{,}658, \quad \omega - \varepsilon = 0{,}005.$$

Raro minerale trovato in calcari metamorfici per contatto.

GRUPPO DELLA SCAPOLITE. – I minerali di questo gruppo sono associazioni di due o più componenti; in generale ne erano ammessi due:

Marialite (Ma) $3\,Na\,Al\,Si_3\,O_8 . Na\,Cl$
Meionite (Me) $3\,Ca\,Al_2\,Si_2\,O_8 . Ca\,O$

e miscele di questi due silicati sono forse termini più frequenti della serie. Data la presenza, in alcune scapoliti, di SO_3 e CO_2, sono ammessi oggi cinque componenti diversi, fra i quali però non compare la meionite della formula surriportata, sostituita da una meionite con SO_3 e da una con CO_2, rispettivamente $3\,Ca\,Al_2\,Si_2\,O_8 . Ca\,SO_4$ e $3\,Ca\,Al_2\,Si_2\,O_8 . Ca\,CO_3$.

Si dànno vari nomi alle diverse miscele; con la prima ipotesi sopra riportata si ha:

Marialiti da $Ma_1\,Me_0$ a $Ma_2\,Me_1$
Mizzoniti da $Ma_2\,Me_1$ a $Ma_1\,Me_2$
Meioniti da $Ma_1\,Me_2$ a $Ma_0\,Me_1$.

Wernerite, *dipiro*, *couzeranite*, ecc., sono nomi dati a termini della serie, non sempre ben identificati.

Fusibili al cannello; con H Cl facilmente attaccabili i termini basici (meionitici) e l'attaccabilità diminuisce con il tenore di Me: le marialiti resistono interamente all'azione dell'acido.

Abito prismatico; nelle rocce, per lo più, granuli od aggregati bacillari.

Sfaldatura facile {100}, meno buona {110}; secondo alcuni, i cristalli perfettamente inalterati non presenterebbero sfaldatura, e quindi la sfaldatura apparente dipenderebbe da fenomeni di decomposizione.

P. sp. 2,56–2,77, crescente dalla marialite alla meionite; D. 5,5, o talvolta maggiore (6,5).

Inclusioni varie; caratteristiche in alcuni casi quelle di sostanza carboniosa, talora accumulate centripetamente.

Incolore, biancastre, talvolta grige, azzurrognole, giallognole, rosso-brune; lucentezza vitrea tendente ora alla resinosa, ora alla madreperlacea. In sezione per lo più incolore.

Rifrazione bassa; birifrazione negativa variabile tra limiti assai lontani.

La connessione fra le proprietà ottiche e la composizione chimica non è ancora ben chiara dato il numero dei costituenti, ma per le scapoliti comuni, miscele di marialite e di meionite (con CO_2) si ha un aumento graduale della rifrazione e della birifrazione con il crescere della quantità di meionite nella miscela [1]; la marialite pura (teorica) avrebbe:

$$\omega = 1{,}5395, \quad \varepsilon = 1{,}5375, \quad \omega - \varepsilon = 0{,}0020;$$

la meionite pura (teorica):

$$\omega = 1{,}5965, \quad \varepsilon = 1{,}5570, \quad \omega - \varepsilon = 0{,}0395.$$

(1) Anche le ricerche più recenti, sulle variazioni delle proprietà fisiche in questo gruppo, non dànno resultati concordanti; secondo alcuni influenza preponderante avrebbero le molecole con CO_2, secondo altri le molecole con SO_3 agirebbero pure notevolmente, abbassando ω e la potenza birifrattiva.

Prescindendo dai termini vicini ai due estremi della serie, rari nelle rocce, si hanno colori d'interferenza piuttosto elevati, fra la fine del primo ordine e la fine del terzo; dall'altezza loro si può giudicare, con approssimazione però assai grossolana, la percentuale di Ma.

Raramente si nota una leggera biassicità, manifestata dall'aprirsi della croce nella figura d'interferenza delle sezioni basali.

Alterazione facile; comunemente si forma una sostanza fibrosa poco birifrangente, non ancora determinata; in altri casi si hanno aggregati squamosi di caolino o di muscovite, o formazione di carbonati. Più di rado, e verosimilmente per processi speciali, forse avvenuti a temperatura elevata, si hanno trasformazioni in albite, albite ed epidoto, flogopite con spinello e forsterite, ecc.

La diagnosi non offre in generale nessuna difficoltà.

Le scapoliti delle rocce appartengono, in prevalenza, a miscele mizzonitiche; generalmente è esclusa la presenza dei termini basici meionitici: però in un calcare metamorfico di Procchio (Is. d'Elba) si trova, nella massa della roccia, una scapolite assai vicina alla meionite pura.

I tipi di roccia contenenti questi minerali sono assai vari; nelle rocce eruttive, come elementi originari, rarissimi: sono citate sieniti augitiche contenenti termini marialitici. Frequenti invece sono le scapoliti nei calcari metamorfici per contatto, come grande diffusione hanno, quali elementi secondari formatisi a spese dei plagioclasi, in rocce eruttive svariate, sia acide che basiche ma molto più in queste che non in quelle, e nei loro tufi. Finalmente si trovano minerali di questo gruppo negli scisti cristallini, gneiss calciferi, anfibolici e pirossenici ed epidotici, anfiboliti, ecc., nonchè nelle masse calcaree ad essi interposte.

ZIRCONE. – $Zr\,Si\,O_4$; considerato in generale come ossido silicico-zirconico, piuttosto che come silicato di zirconio; contiene talora piccole quantità di terre rare, di torio e di uranio.

Infusibile al cannello; inattaccabile dagli acidi in condizioni normali, lo è, se in polvere, da $H_2\,SO_4$ concentrato caldo.

Cristalli generalmente piccoli ma molto netti: prismi bipiramidati piuttosto corti; forme più comuni {110}, {100}, {111}.

Sfaldatura {110} piuttosto difficile, non visibile, in sezione, nei cristalli piccoli.

P. sp. 4,7; però si conoscono varietà con P. sp. più basso, fino a 3,9 nel *malacone* (1), o più alto, fino a 4,86; D. 7,5.

Giallo di varia intensità fino a incoloro, rosso, bruno, verdolino; lucentezza adamantina; in sezione per lo più incoloro.

Rifrazione e birifrazione, positiva, elevatissime, un po' variabili:

$$\omega = 1{,}924\text{-}1{,}931, \quad \varepsilon = 1{,}968\text{-}1{,}993;$$
$$\varepsilon - \omega = 0{,}044\text{-}0{,}062, \text{ in generale intorno a } 0{,}059.$$

In sezione sottile i cristallini di zircone appaiono, a solo polarizzatore, rilevati e con forte contorno d'ombra, a nicol incrociati mostrano vivaci colori d'interferenza del secondo e terzo ordine.

Diagnosi, in generale, facile; la cassiterite e la xenotima che possono avere abito simile ed esser incolore, hanno potenza birifrattiva più elevata, ma quando questo carattere non risulti evidente, la

---

(1) Con questo e con altri nomi si indicano delle varietà di zircone contenenti acqua e talora isotrope; sulla natura della trasformazione poco ancora si sa di sicuro.

distinzione, in sezione sottile, può esser impossibile; per il riconoscimento dalla monazite, v. questa.

Lo zircone è minerale accessorio molto diffuso nelle rocce eruttive acide intrusive e filoniane, forse meno in quelle effusive; è uno dei primi minerali segregati dal magma e perciò, data anche la usuale piccolezza dei suoi cristalli, è incluso dalla maggior parte dei minerali con i quali si accompagna. Oltre che nelle rocce suddette, lo zircone si trova in tutte quelle che provengono dalla loro trasformazione e dal loro disfacimento; così è comune, p. es., negli gneiss e nelle arenarie, in queste ultime spesso in forma di granuli arrotondati per azioni meccaniche.

ANATASIA (Ottaedrite). – $Ti\,O_2$; piccole quantità di Fe.

Infusibile al cannello; inattaccabile dagli acidi.

Abito bipiramidato acuto o, più di rado, tabulare secondo {001}.

Sfaldature facili {111} e {001}, non sempre visibili nelle sezioni per la minutezza dei cristallini.

P. sp. 3,9; D. 5,5.

Colore giallo, bruno, azzurro-lavanda, di vario tono e di varia intensità; lucentezza adamantina o metallico-adamantina. In sezione gli stessi colori e pleocroismo generalmente debole, con $\omega > \varepsilon$; talora distribuzione a fasce concentriche di colori diversi.

Rifrazione estremamente alta, birifrazione, negativa, fortissima:

$$\omega = 2{,}562, \quad \varepsilon = 2{,}489, \quad \omega - \varepsilon = 0{,}073.$$

Colori d'interferenza più elevati di quelli dello zircone, ma spesso mascherati dalla colorazione propria. Biassicità anomala e struttura finamente lamellare che rende incerta l'estinzione, nei punti dei cristalli più intensamente colorati.

Deriva dalla trasformazione dei minerali titaniferi e quindi può trovarsi in tutte le rocce che li contengono.

Xenotima. – YPO_4; contiene quantità variabili di terre rare e di molti altri elementi.

Infusibile al cannello; scomposta da $H_2 SO_4$ concentrato all'ebullizione.

Cristalletti bipiramidati o prismatici; granuli rotondeggianti. È stato osservato un concrescimento parallelo con lo zircone.

Sfaldatura facile {110}.

P. sp. 5,1; D. 4-5.

Colore vario, bruno, rosso, giallognolo, verdolino, grigiastro; lucentezza vitrea o resinosa. In sezione incolora, giallognola, bruniccia; secondo alcuni leggero pleocroismo con ω = rosso chiaro, ε = giallo chiaro.

Rifrazione e birifrazione, positiva, fortissime:

$$\omega = 1{,}721, \quad \varepsilon = 1{,}816, \quad \varepsilon - \omega = 0{,}095.$$

Minerale raro, ritrovato, in grossi cristalli, in filoni pegmatitici di graniti ed anche di sieniti eleolitiche; individui minuti in graniti muscovitici filoniani, gneiss, nonchè in alcune sabbie; può confondersi facilmente con lo zircone che ha peraltro rifrazione più elevata e birifrazione più bassa.

La *hussakite* che si riteneva contenere SO_3, non è altro, secondo analisi più recenti, che xenotima.

Cassiterite. – $Sn\,O_2$; contiene spesso piccole quantità di ferro e sono state ritrovate talora, in essa, anche terre rare, Mn, Si, Ti, ecc.

Infusibile al cannello; non attaccata dagli acidi.

Cristalli bipiramidati o bipiramidato-prismatici; più spesso, nelle rocce, granuli irregolari.

Geminati {101}, con $c : \underline{c} = 112^0$ circa.

Sfaldatura {100} imperfetta, raramente visibile in sezione; altre sfaldature ancora più difficili.

P. sp. 7; D. 6,5.

Per lo più nera o bruna, talora giallognola; lucentezza adamantina. In sezione raramente incolora, di solito giallognola, bruna, o rossastra, talora con distribuzione a strie o macchie; pleocroismo debole non osservabile in sezione.

Rifrazione estremamente alta, birifrazione, positiva, elevatissima:

$$\omega = 1{,}997, \quad \varepsilon = 2{,}093, \quad \varepsilon - \omega = 0{,}096.$$

I colori di interferenza, quando non sieno mascherati dalla colorazione propria, sono nel bianco di alto ordine.

Si può scambiare specialmente con lo zircone e con il rutilo; il primo ha rifrazione e birifrazione più basse, l'altro più elevate; in casi dubbi conviene ricorrere a saggi chimici su materiale isolato, che si può ottenere assai facilmente mediante un attacco con HF ed $H_2\,SO_4$: una minima quantità di cassiterite colorisce, alla fiamma riducente, di una tinta rosso rubino, la perla di borace leggermente azzurra per rame.

Si trova nei graniti silicizzati (ialomitte o greisen) e rocce ad essi connesse; ha origine pneumatolitica.

Rutilo. – $Ti\,O_2$; contiene piccole quantità di ferro, e, talora, di stagno.

Infusibile al cannello; insolubile negli acidi, è attaccato da HF ed $H_2\,SO_4$.

Abito prismatico allungato; nelle rocce spesso aciculi di dimensioni minime.

Geminazioni frequenti (fig. 64) secondo {101} con $c : \underline{c} = 114^0\,{}^1\!/_2$ (a ginocchio) e secondo {301} con $c : \underline{c} = 54^0\,{}^1\!/_4$ (a cuore); si hanno poi spesso, special-

mente inclusi nella biotite in via di cloritizzazione e nelle cloriti, degli aggregati di finissimi e lunghi aghi di rutilo, costituenti un reticolato con angolo delle maglie di 120° (*sagenite*).

Sfaldatura {110} facile, {100} meno facile; visibili, in sezione, solo nei maggiori individui.

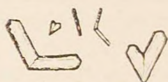


Fig. 64.

P. sp. 4,25; D. 6,5.

Colore rosso, o grigio metallico con riflessi rossi, se in cristalli sottili rosso-giallo o giallo; lucentezza metallico-adamantina. Nelle sezioni giallo o giallo-rosso di varia intensità. Pleocroismo generalmente debole in sezione sottile, con $\varepsilon > \omega$.

Rifrazione e birifrazione, positiva, estremamente alte:

$$\omega = 2{,}616, \quad \varepsilon = 2{,}903, \quad \varepsilon - \omega = 0{,}287.$$

Rilievo fortissimo e contorno d'ombra molto esteso, tanto che se, come generalmente avviene nelle rocce, la larghezza degli aciculi è piccola, essi appaiono interamente opachi. I colori di interferenza, difficilmente apprezzabili per la estrema minutezza degli aghetti, sono elevatissimi.

I caratteri, in modo particolare quelli morfologici, rendono generalmente facile la diagnosi del rutilo; in casi dubbi si può riccorrere a reazioni chimiche su materiale isolato: per questo si trattano frammenti della roccia con una mescolanza di H Cl ed HF che, a differenza di quella di $H_2\,SO_4$ e HF, non ha azione sul rutilo; una piccola quantità del materiale isolato si fonde, in un crogiolino di platino o di vetro di quarzo, nel bisolfato di potassio ed alla soluzione acquosa della massa fusa si aggiungono alcune gocce di acqua ossigenata: la presenza di titanio è rivelata da una colorazione gialla

o aranciata. Naturalmente questa prova non vale per la distinzione da altri minerali titaniferi.

Il rutilo è molto diffuso ma, quasi sempre, in piccole quantità. Raro come minerale originario nelle rocce eruttive è frequente come elemento secondario derivato da minerali titaniferi in rocce svariatissime. Comune negli scisti cristallini dove, in qualche caso, è anche abbondante, e nelle rocce sedimentarie; è stato indicato come minerale di contatto.

Capitolo IV.

Minerali romboedrico-esagonali.

Per quello che si riferisce alle proprietà ottiche rimando a quanto ho detto, in principio del capitolo precedente, per i minerali dimetrici, che vale anche per quelli romboedrico-esagonali.

Le sezioni parallele alla base possono avere contorno triangolare, esagono e, raramente, a nove ed anche a dodici lati; le altre hanno forma di rettangolo, rombo, esagono, a seconda dei casi.

La sfaldatura, nei minerali delle rocce, è prismatica, basale e, in quelli a simmetria ternaria, romboedrica; quella basale è monotoma, quella prismatica ha, nelle sezioni {0001}, tre sistemi di strie equivalenti, incontrantisi a 60°, un solo sistema in quelle della zona [0001]; la sfaldatura romboedrica ha tre sistemi di strie equivalenti, a 60°, nelle sezioni basali, due o tre nelle altre sezioni.

Eudialite ed eucolite. – $Na_4 (Ca, Fe)_3 Zr (Si O_3)_7$; formula approssimativa; piccola quantità di Na è sostituita da K ed H, di Ca da Mn e Ce (OH); presenti un poco di Cl e, talora nell'eucolite, di Nb.

Fusibili al cannello a dare un vetro opaco verdognolo; decomposte da H Cl con produzione di silice gelatinosa.

Romboedriche; abito prismatico tozzo, tabulare, o romboedrico; granuli rotondeggianti e masse irregolari.

Sfaldatura basale facile, visibile anche in sezione; sfaldature {11$\bar{2}$0} e {10$\bar{1}$4} difficili.

P. sp. 2,92 (eudialite) 3 (eucolite); D. 6.

Colore rosso di vario tono, castagno; lucentezza vitrea. In sezione incolore, giallognole, rosee, spesso con distribuzione zonata.

Pleocroismo, poco o punto sensibile in sezione, $\omega > \varepsilon$.

Rifrazione media, birifrazione bassa, generalmente positiva nell'eudialite, negativa nell'eucolite.

$\omega = 1{,}610$, $\varepsilon = 1{,}613$; $\varepsilon - \omega = 0{,}003$ (eudialite)
$\omega = 1{,}621$, $\varepsilon = 1{,}618$; $\omega - \varepsilon = 0{,}003$ (eucolite).

La birifrazione ha talora valori più bassi, fino ad esser nulla.

Assai frequente biassicità anomala con 2 E fino a 50°, variabile in uno stesso cristallo; talora struttura a clessidra con segno della birifrazione diverso nei diversi settori.

Minerali rari, trovati quasi esclusivamente in alcune sieniti eleolitiche e nelle pegmatiti e tinguaiti connesse.

Apatite. – Ca_5 (F, Cl, OH) $(PO_4)_3$.

Al cannello fonde difficilmente sugli spigoli; facilmente solubile in HNO_3.

Esagonale; abito prismatico, allungato o tozzo, con terminazione bipiramidata e basale; forme consuete {10$\bar{1}$0} {10$\bar{1}$1} {0001}; per lo più cristalli netti ma molto minuti, allungati fino a bacillari, o addirittura aciculari; l'abito prismatico tozzo si trova a preferenza nelle apatiti delle rocce eruttive povere di si-

lice e di alcali; granuli rotondeggianti od ovoidali e, finalmente, aggregati granulari.

Sfaldature {0001} e {10$\bar{1}$0} imperfette; le tracce ne sono visibili, in sezione, soltanto nei maggiori individui. È viceversa molto diffusa, anche nei microliti, una divisibilità non molto regolare, trasversale rispetto all'allungamento.

P. sp. 3,15-3,23; D. 5.

Inclusioni talora abbondantissime, molto minute, gassose o liquide, più di rado vetrose, qualche volta addensate nella parte centrale del cristallo che ne è resa torbida, e nettamente limitate da una linea che segue il contorno dell'ospite; in altri casi esse sono distribuite a zone concentriche, pure seguenti il contorno del cristallo o, finalmente, sono sparse in modo irregolare. Comuni anche le apatiti prive di inclusioni.

Incolora, biancastra o di color vario, anche assai intenso; lucentezza vitrea tendente alla resinosa. In sezione sottile per lo più incolora; le varietà colorate possono mostrare pleocroismo con $\varepsilon > \omega$, quantunque sia stato osservato anche il caso opposto, cioè $\omega > \varepsilon$.

Rifrazione media, birifrazione, negativa, molto bassa:

$$\omega = 1{,}634\text{-}1{,}651, \quad \varepsilon = 1{,}632\text{-}1{,}645;$$
$$\omega - \varepsilon = 0{,}002\text{-}0{,}005.$$

In sezione sottile l'apatite ha un po' di rilievo e colori di interferenza bassi, grigio-scuri; le sezioni estinte, spesso a contorno nettamente esagono, dànno una figura d'interferenza costituita da una croce nera molto larga e sfumata.

I caratteri morfologici ed ottici permettono quasi sempre il riconoscimento sicuro dell'apatite; la vesuviana e la zoisite che, in mancanza del caratteristico abito dell'apatite, potrebbero esser scambiate con essa, hanno rifrazione, e quindi rilievo, maggiore

e non mostrano la facile attaccabilità, da parte di HNO_3, di questa.

L'apatite è uno dei minerali più diffusi, sebbene quasi costantemente in piccole quantità; non manca si può dire, in quasi nessun tipo di roccia.

In quelle eruttive è uno dei primi minerali formatisi e quindi, come lo zircone, generalmente inclusa dalla massima parte degli altri minerali. La sua quantità aumenta talvolta in alcuni punti delle masse rocciose, specialmente nelle così dette segregazioni basiche o melanocratiche. Negli scisti cristallini pure molto frequente: si conoscono anche degli scisti che ne contengono, con insolita abbondanza, fino al 55 %; nelle rocce sedimentarie è per lo più allotigena e perciò spesso in granuli arrotondati; in altri casi è autigena, di origine organica. Il fosfato di calcio organogeno dei sedimenti, oltre che sotto forma di apatite, si trova anche in masserelle o granuli amorfi.

TRIDIMITE. – $Si\,O_2$.

Infusibile al cannello; inattaccabile dagli acidi tranne HF.

Trimetrica pseudoesagonale (tridimite α) a temperatura ordinaria, esagonale (tridimite β) sopra 117°.

Abito tabulare sottile secondo {0001} a contorno esagono o rotondeggiante; nelle rocce frequenti associazioni embriciate di tavolettine esagone. Geminazioni frequenti e talora ripetute, secondo $\{10\bar{1}6\}$ e $\{30\bar{3}4\}$, ma specialmente nei cristalli liberi. Sono conosciute, e forse frequenti, trasformazioni della tridimite in quarzo ed in *cristobalite* α (1).

P. sp. 2,25; D. 6,5.

(1) È questa un'altra modificazione di $Si\,O_2$, pseudomonometrica, forse dimetrica, alla temperatura ordinaria, monometrica sopra 230° (cristobalite β). Come minerale delle rocce è più raro della tridimite, con la quale è talora associata.

Incolora o biancastra; lucentezza vitrea, madreperlacea sulla base. In sezione incolora.

Rifrazione e birifrazione, positiva, molto basse. Contegno di minerale biassico:

$$\alpha = \beta = 1{,}469,\ \gamma = 1{,}473;\ \gamma - \alpha = 0{,}004.$$

Secondo alcuni indice medio 1,477-1,478, $\gamma - \alpha =$ 0,0018-0,0036. Bisettrice acuta positiva normale alla base, piano degli assi ottici, con simboleggiatura trimetrica, {100}; 2 V = 35°-43°.

Le sezioni basali comuni nelle rocce appaiono estinte o quasi a nicol incrociati; se esse appartengono ad individui più grossi, si nota una suddivisione in settori assai complessa.

È minerale, non comune, di rocce effusive acide, lipariti, trachiti, andesiti; sembra spesso originato per l'azione di vapori caldi sul vetro acido delle rocce effusive.

NEFELINA. – Na Al Si O_4; la quantità di silice è un po' maggiore di quella richiesta dalla formula ed anche il sodio è talora un poco esuberante; inoltre possono esser presenti K e Ca.

Fusibile al cannello, dà un vetro incoloro; attaccata con grande facilità dagli acidi, anche diluiti ed a freddo, con formazione di silice gelatinosa.

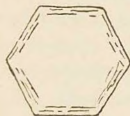



Fig. 65.

Esagonale; abito prismatico-basale tozzo; in sezione lamine esagone o rettangolari quasi quadrate, a seconda della direzione (fig. 65); di rado lamine allotriomorfe.

Sfaldatura {10$\bar{1}$0} non molto facile, {0001} indistinta, talora ambedue visibili in sezioni molto sottili, specialmente nei grandi cristalli.

P. sp. 2,6; D. 6.

Frequenti inclusioni gassose e liquide (queste talora contenenti dei cubettini di salgemma) e di svariati minerali, più comuni augite ed egirina in microliti; queste inclusioni sono spesso disposte parallelamente al contorno dei cristalli di nefelina.

Incolora o bianco-giallognola (nefelina), bianca, grigia, rosso-mattone (*eleolite*); lucentezza vitrea nella nefelina, grassa nell'eleolite. In sezione incolora.

Rifrazione e birifrazione, negativa, molto basse:

$$\omega = 1{,}532\text{-}1{,}547, \quad \varepsilon = 1{,}529\text{-}1{,}542;\ (^1)$$
$$\omega - \varepsilon = 0{,}003\text{-}0{,}005.$$

In sezione quindi la nefelina mostra mancanza assoluta di colore e di rilievo, colori di interferenza bassi, grigi, anche in lamine parallele all'asse; le sezioni basali, riconoscibili dalla forma e dal mantenersi costantemente estinte, dànno, a luce convergente, una croce poco netta e larga, che, in alcuni casi, si apre leggermente, per biassicità anomala.

Anomalie ottiche più notevoli sono state osservate, con complessa suddivisione in settori e contegno di minerale triclino: non è da escludersi che in simili casi si tratti della modificazione triclina del silicato di alluminio e sodio, la *carnegieite* ($Na_2 Al_2 Si_2 O_8$).

La nefelina è un minerale facilmente alterabile ed i modi di trasformazione sono assai svariati; i due più comuni conducono alla formazione di zeoliti o di mica.

La zeolitizzazione dà origine ad *idronefelina* [2], od

---

(1) I valori più bassi di ω ed ε trovati solo per la nefelina di M. Ferru in Sardegna.

(2) L'idronefelina, secondo alcuni, è un minerale, per la composizione e per altre proprietà, assai vicino alla natrolite, talvolta calcifero (*ranite*), cristallizzato nel sistema esagonale; secondo altri autori invece essa sarebbe un miscuglio di natrolite ed idrargillite.

a natrolite, oppure a tutt'e due, in aggregati di squame, granuli e bacilli; la trasformazione procede dall'esterno verso l'interno e si fa strada pure lungo fessure e tracce di sfaldatura, fino anche a sostituzione completa. In altri casi, sempre con processo centripeto, si ha invece formazione di analcima.

La trasformazione micacea può condurre alla sostituzione completa della nefelina con un aggregato di squamette muscovitiche, talvolta submicroscopiche, spesso disposte con la base parallela a quella dell'ospite, ma insieme anche con plaghe dove le laminette micacee sono associate a rose, od ordinate perpendicolarmente alla base della nefelina. Queste pseudomorfosi micacee secondarie da nefelina sono state anche indicate con i nomi di *liebenerite* e di *gieseckite*.

Sono finalmente conosciute anche trasformazioni in sodalite ed in cancrinite, quest'ultima assai frequente e probabilmente, spesso, più una sostituzione che una trasformazione.

È generalmente ammesso che le trasformazioni zeolitica e sodalitica sieno dovute ad azione di soluzioni calde, magmatiche, azione esercitatasi subito dopo la consolidazione della roccia.

La diagnosi della nefelina, quando essa è in grandi lamine, non offre difficoltà; i minerali con i quali potrebbe scambiarsi sono il quarzo e l'ortose, ma il primo ha birifrazione maggiore e di segno diverso, l'altro è meno rifrangente, salvo alcuni casi biassico, e inattaccabile da H Cl. Se la nefelina è in individui molto piccoli od allotriomorfi, il suo riconoscimento diretto può esser difficilissimo; in tali casi conviene ricorrere a saggi chimici sulla sezione stessa o sulla roccia. Il saggio sulla sezione può esser fatto con attacco per mezzo di H Cl e successivo trattamento con una sostanza colorante, come ho già in-

dicato per la leucite (v. pag. 149). Mescolando un po' di polvere della roccia con H Cl diluito e lasciando evaporare alcune gocce della soluzione su di un vetrino portaoggetti, si vedono formarsi i cubettini di salgemma.

Con nomi diversi si indica il minerale, a seconda che esso si trovi nelle rocce abissali o nei filoni pegmatitici (eleolite) oppure nelle rocce effusive neovulcaniche (nefelina).

L'eleolite ha generalmente aspetto poco fresco; si trova a preferenza nelle rocce di tipo foyaitico, sieniti e simili, e nei filoni pegmatitici connessi; essa ha tanto maggior tendenza all'idiomorfismo, quanto più è abbondante. La nefelina, con aspetto vitreo, incolora, generalmente fresca, è invece caratteristica, come ho accennato sopra, di rocce effusive neovulcaniche, di tipo alcalino, fonoliti, tefriti, basaniti, ecc., nonchè dei filoni tinguaitici.

È finalmente da accennare, nonostante la rarità del fatto, alla presenza della nefelina in alcuni scisti cristallini, specialmente ortogneiss.

BERILLO. – $Be_3\,Al_2\,(Si\,O_3)_6$; contiene anche talora piccole quantità di acqua, di alcali (Na, K, Li, Cs, Rb) e tracce di terre rare.

Difficilmente fusibile al cannello: le varietà alcaline più facilmente delle altre; inattaccabile dagli acidi.

Esagonale; abito prismatico, talora a terminazione basale; spesso individui irregolari. Quasi sempre dimensioni notevoli.

Sfaldatura {0001} imperfetta.

P. sp. 2,7, che aumenta fino a 2,9 col contenuto di alcali; D. 7,5.

Incoloro, verde di vario tono e di varia intensità, azzurrognolo, roseo; lucentezza vitrea, talora resinosa. In sezione incoloro.

Rifrazione e birifrazione, negativa, basse, che crescono con il tenore di alcali:

$$\omega = 1{,}570\text{-}1{,}598, \quad \varepsilon = 1{,}565\text{-}1{,}590;$$
$$\omega - \varepsilon = 0{,}005\text{-}0{,}008.$$

Talora biassicità anomala.

Il berillo può confondersi, ad un esame superficiale, con il quarzo, il quale ha però rifrazione minore e birifrazione più alta e di segno diverso.

È un minerale accessorio di rocce granitiche, specialmente pegmatitiche, nonchè di qualche scisto cristallino.

CORINDONE. – Al_2O_3; talora un po' ferrifero.

Infusibile al cannello; inattaccabile dagli acidi.

Romboedrico; abito prismatico per lo più tozzo, a barilotto, tabulare secondo {0001}; granuli e masse irregolari.

Geminazione {10$\bar{1}$1} non rara.

P. sp. 4; D. 9.

Colore vario, azzurro, rosso, giallo, ecc.; lucentezza vitreo-adamantina. In sezione spesso incoloro, se colorato per lo più azzurro con disposizione a zone. Le varietà intensamente colorate hanno pleocroismo sensibile con $\omega > \varepsilon$.

Rifrazione molto forte, birifrazione, negativa, debole:

$$\omega = 1{,}767\text{-}1{,}774, \quad \varepsilon = 1{,}759\text{-}1{,}766; \quad \omega - \varepsilon = 0{,}008.$$

In sezione rilievo netto e sagrinatura, colori d'interferenza del tipo di quelli del quarzo o più bassi.

Il corindone è minerale accidentale di rocce eruttive svariate, nelle quali spesso è considerato come estraneo alla roccia e prodotto da assorbimento di rocce incassanti. È relativamente comune come minerale di contatto; negli scisti cristallini è stato tro-

vato, come accessorio, in gneiss, granuliti, ecc., e, più frequente, in calcari e dolomie cristalline, pirosseniti e rocce analoghe. In qualche caso costituisce delle rocce a sè.

QUARZO. – $Si\ O_2$.

Infusibile al cannello; inattaccabile dagli acidi tranne HF che lo scioglie senza lasciar residuo; in sezione l'attacco avviene piuttosto lentamente.

Romboedrico (quarzo α) ed esagonale (quarzo β); la trasformazione avviene a 575°, è facile, enantiotropa; il punto di trasformazione non si sposta molto con variazioni di pressione ed un aumento di 100 atm. lo innalza solo di 1°. Data la facilità della trasformazione, il quarzo che osserviamo alla temperatura ordinaria è quarzo α; è però possibile, qualche volta, riconoscere se un dato quarzo α si è originato come tale, oppure è un quarzo β trasformato, e ciò anche prescindendo da una eventuale conservazione della forma, giacchè i quarzi α derivati da quarzi β, sarebbero sempre geminati secondo $\{10\bar{1}0\}$; le lamelle di geminazione, non riconoscibili con i mezzi ottici ordinari, sono messe in evidenza se si sottopongono le lamine di quarzo all'azione corrosiva di speciali reagenti, e si osservano a luce riflessa.

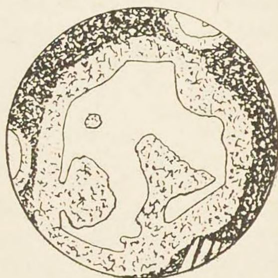
Il quarzo delle rocce difficilmente ha forme cristalline, se si fa eccezione da quello porfirico delle rocce effusive, ma le parti degli individui quarzosi che sporgono nelle piccole cavità miarolitiche delle rocce eruttive, possono avere contorno cristallografico.

L'abito del quarzo porfirico delle rocce effusive è di quarzo β, bipiramidato, senza differenza di sviluppo fra le facce della bipiramide, o prismatico-bipiramidato ma col prisma molto ridotto; le sezioni

di questi quarzi sono a forma di losanga, o di esagono con due lati opposti molto più corti degli altri (quelli corrispondenti al prisma) se parallele all'asse di principal simmetria, e sono esagone se normali ad esso.


Fig. 66.

Quasi sempre questi quarzi porfirici hanno subìto una corrosione magmatica, corrosione che si manifesta con un arrotondamento ed anche con l'introdursi di parte della massa fondamentale nell'interno del cristallo (fig. 66); talora dentro le sezioni di tali quarzi si trovano delle parti di massa fondamentale, senza apparente connessione con quella esterna al cristallo, con tutto l'aspetto quindi di inclusioni, ma con certezza tali parti di massa fondamentale erano, nella roccia, in comunicazione con l'esterno ed appaiono incluse solo per la casuale direzione del taglio.


Fig. 67.

In alcuni casi, attorno ad un quarzo più o meno corroso, si ha un'aureola di un particolare concrescimento quarzo-feldispato, che descriverò a suo tempo, nella quale il quarzo è isorientato con quello dell'intercluso (fig. 67); si osserva che l'aureola è tanto maggiore, quanto più avanzata è stata la corrosione, quanto più piccole cioè sono le dimensioni attuali del cristallo porfirico. Sono note, nelle rocce porfiriche, forme sferoidali del quarzo, costituite sia da un

solo individuo, sia da più disposti a settori (*quartz globulaire* degli autori francesi).

Nelle rocce plutoniche il quarzo è fra gli ultimi elementi consolidatisi e manca pertanto di forma propria, modellandosi sui minerali prima formati.

Nelle rocce sedimentarie è spesso allotigeno ed allora ha forma di frammenti irregolari a spigoli vivi, o arrotondati se sia stato sottoposto a rotolamento o corrosione. Assai singolare è il fatto che si verifica in alcune arenarie quarzose, nelle quali i granuli di quarzo hanno subìto un accrescimento posteriore alla loro sedimentazione, per nuova sostanza quarzosa depostasi sovra di essi; la parte neogenica si distingue per la mancanza di inclusioni, frequenti invece nell' interno dei granuli, e, spesso, perchè il limite ne è segnato da un velo di sostanza estranea depostasi sul granulo prima del suo accrescimento (fig. 68).

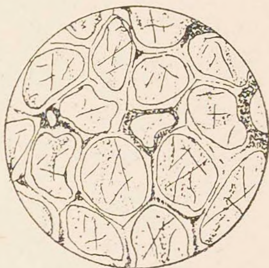


Fig. 68.

Negli scisti cristallini il quarzo ha forma granulare; talora i singoli granuli hanno contorno scacchettato e le rientranze dell'un individuo sono occupate dalle sporgenze dell'altro, talora invece i granuli di quarzo, o quelli di quarzo e di altri minerali, sono più o meno regolarmente poligonali, a lati rettilinei, e giustaposti come le pietruzze di un mosaico; la struttura che ne resulta è detta appunto a mosaico ed anche, ma forse meno opportunamente, pavimentosa.

Sono poi frequenti pseudomorfosi di quarzo, a spese dei minerali più vari ed anche di resti organici.

Dei concrescimenti del quarzo con i feldispati, tanto frequenti, dirò parlando appunto dei feldispati; concrescimenti regolari di quarzo con altri minerali son rari.

Sfaldatura mancante; fratture irregolari frequenti. In quarzi che sieno stati soggetti ad azioni dinamiche, può essersi originata una sfaldatura $\{10\bar{1}1\}$ talora visibile in sezioni molto sottili.

P. sp. 2,65; D. 7.

Il quarzo è ricco di inclusioni; nelle rocce eruttive, essendo elemento giovane, può contenere tutti i minerali preformati. Frequentissime e caratteristiche, specialmente nei quarzi delle rocce intrusive acide e di quelle da esse derivate, sono le inclusioni gassose, liquide e liquido-gassose a livella, generalmente minutissime, rotondeggianti od irregolari, spesso disposte in linee sinuose; quelle gassose sembrano esser per lo più di vapor d'acqua, quelle liquide di acqua o di anidride carbonica liquida. Le inclusioni liquide contengono dei cubettini che talora sono certamente di salgemma. Nei quarzi delle rocce effusive, oltre alle inclusioni liquide e gassose, generalmente meno abbondanti, se ne hanno anche di vetrose, rotondeggianti, o diesaedriche, o irregolari, talora contenenti una bollicina gassosa, di rado più d'una.

Incoloro o variamente colorato per impurità; lucentezza vitrea, tendente a quella grassa sulle superfici di frattura. In sezione incoloro e trasparentissimo; in alcuni casi, per l'accumularsi di minute inclusioni, qua e là torbiccio.

Rifrazione e birifrazione, positiva, basse:

$$\omega = 1{,}544, \quad \varepsilon = 1{,}553; \quad \varepsilon - \omega = 0{,}009.$$

In sezione sottile assenza di rilievo; colori d'interferenza, per lamine parallele all'asse, bianco-gial-

lastri o gialli, per le altre bianco-grigi o grigi. La polarizzazione rotatoria non si nota nelle sezioni poco spesse, come sono generalmente quelle che servono allo studio petrografico.

Nelle rocce che sono state soggette ad azioni dinamiche il quarzo mostra contegno ottico speciale, che si manifesta particolarmente nel fatto che una data lamina non estingue tutta contemporaneamente (estinzione ondulata); la differenza di estinzione, fra punto e punto di uno stesso individuo, può diventare notevole ed allora, ruotando la piattaforma fra i nicol incrociati, si vede come una fascia scura, sfumata ai due lati, che si sposta gradatamente rispetto alle varie parti della lamina. L'osservazione conoscopica di questi quarzi, fatta su sezioni basali, mostra che la croce nera si apre leggermente e che quindi il minerale è diventato biassico; è stato stabilito che il piano degli assi ottici è nella direzione nella quale si è esercitata la pressione. Se le azioni dinamiche sono state molto forti, si ha una frantumazione parziale o totale degli individui quarzosi; spesso succede che tale frantumazione è riconoscibile solo a nicol incrociati, perchè in tal modo i singoli granuli, dalla diversità dei fenomeni di polarizzazione, divengono identificabili; con il solo polarizzatore invece, quasi sempre una plaga costituita originariamente da un solo individuo, appare ancora tale. Le strutture a smalto che talora si osservano in rocce dinamometamorfosate, nelle quali lamine di quarzo con estinzioni ondulate (o eventualmente di altri minerali) appaiono immerse in un cemento minuto, granulare, quarzoso, hanno appunto tale origine.

Il riconoscimento del quarzo è generalmente facile; i minerali con i quali può più facilmente confondersi sono la cordierite e, specialmente, i feldi-

spati, ma quando le dimensioni non sieno troppo piccole esistono, per la distinzione, caratteri sufficienti, quali, nel quarzo, la freschezza, le inclusioni caratteristiche, la mancanza di sfaldature e di geminazioni, l'uniassicità, ecc. Questo non vuol dire che in certi casi non possa sussistere il dubbio per la determinazione di un singolo individuo.

La distinzione dai feldispati riesce invece difficilissima quando, come talora succede, si abbiano degli aggregati microgranulari o criptogranulari; in tali casi si può ricorrere ad un rapido attacco della sezione, preventivamente scoperta e liberata dal balsamo, con alcune gocce di acido fluoridrico diluito, e successivo trattamento con una sostanza colorante. Prima di aggiungere questa, bisogna eliminare l'eccesso di acido senza distruggere, ciò che avverrebbe se si lavasse la sezione, la pellicola colloidale formatasi sui feldispati, pellicola che deve trattenere la sostanza colorante; per far ciò si asporta prima la massima parte del liquido con un frammento di carta sugante, che si accosta lateralmente alla goccia, dopo di che si espone brevemente la sezione su di un bagnomaria. Il quarzo che, come ho detto prima, è, in sezione, lentamente attaccato da HF, e, in ogni modo, senza lasciar residuo, non trattiene la sostanza colorante e resta perciò limpido ed incoloro.

Diffusissimo e spesso abbondante nei tipi più vari di rocce eruttive, sedimentarie e metamorfiche.

Brucite. – $Mg(OH)_2$; talora contiene quantità notevoli di Fe ed Mn.

Infusibile al cannello; facilmente solubile negli acidi.

Romboedrica; abito lamellare secondo {0001} o fibroso a fibre parallele (*nemalite*).

Sfaldatura {0001} facilissima.

P. sp. 2,38; D. 2,5.

Incolora, bianca, verdolina; lucentezza madreperlacea sulla base, altrove cerea tendente alla vitrea. In sezione incolora o verdolina.

Rifrazione bassa, birifrazione, positiva, alta:

$$\omega = 1{,}566, \quad \varepsilon = 1{,}585; \quad \varepsilon - \omega = 0{,}019.$$

In relazione con la potenza birifrattiva si dovrebbero avere colori di interferenza assai elevati, mentre invece, in conseguenza della forte dispersione della birifrazione ($\varepsilon - \omega = 0{,}015$ per $\lambda = 447$ ed $\varepsilon - \omega = 0{,}020$ per $\lambda = 706{,}5$) si hanno colori anomali, bruni.

Biassicità anomala, con piano degli assi ottici in posizione variabile, non rara. Studi recenti indicherebbero simmetria trimetrica per la nemalite, con $2V = 18^\circ$-26° e piano degli assi ottici parallelo a quello di sfaldatura.

Sono note trasformazioni della brucite in carbonati basici di magnesio (idromagnesite, *brugnatellite*).

Dalle miche e dal talco, con i quali ha a comune l'abito lamellare, la brucite si distingue per il segno della birifrazione.

La brucite è minerale piuttosto raro, che si trova in alcuni scisti cristallini e serpentine ed in calcari di contatto, dove talora è pseudomorfica di periclasia.

ALUNITE. – $K[Al(OH)_2]_3(SO_4)_2$; parziale sostituzione di Na a K.

Infusibile al cannello; insolubile in H Cl ed in HF, si scioglie lentamente, se in polvere, in H_2SO_4.

Romboedrica; romboedri vicinissimi al cubo, cristalletti tabulari secondo {0001}; per lo più aggregati granulari, fogliacei o fibrosi.

Sfaldatura {0001} facile.

P. sp. 2,7; D. 4.

Incolora o bianca, grigia, giallognola, rossiccia; lucentezza vitrea su {10$\bar{1}$1}, madreperlacea su {0001}. In sezione incolora.

Rifrazione bassa, birifrazione, positiva, alta:

$$\omega = 1,572, \quad \varepsilon = 1,592; \quad \varepsilon - \omega = 0,020.$$

I minerali con i quali eventualmente può scambiarsi l'alunite, sono la brucite e la muscovite; da questa si distingue per l'uniassicità e per il segno, dall'altra, quando l'alunite abbia abito lamellare, solo in base a saggi chimici.

Si trova in rocce effusive acide, dove si è formata a spese dei feldispati potassici, per azione di gas o di acque solforiche.

CANCRINITE. – 3 $Na_2\,Al_2\,Si_2\,O_8 . Ca\,(HCO_3)_2$. Formula non sicura; piccole quantità di Mn possono sostituire Ca e così dell' SO_3 può trovarsi al posto di CO_2.

Fonde facilmente al cannello, a dare un vetro bianco, bolloso; sciolta, con effervescenza, da H Cl; la soluzione scaldata dà silice gelatinosa.

Esagonale; abito prismatico; aggregati bacillari o lamellari; granuli irregolari.

Sfaldatura {10$\bar{1}$0} ben visibile in sezione e {0001} meno perfetta, quantunque sia stato osservato anche l'opposto.

P. sp. 2,45; D. 5,5.

Bianca, grigia, giallognola, violacea, rosea; debole lucentezza vitrea, talora tendente alla madreperlacea od alla grassa. In sezione incolora.

Rifrazione molto bassa, birifrazione, negativa, elevata:

$$\omega = 1,516\text{-}1,522, \quad \varepsilon = 1,491\text{-}1,499;$$
$$\omega - \varepsilon = 0,023\text{-}0,025.$$

Per la potenza birifrattiva sono stati trovati anche valori notevolmente più alti (0,029) e più bassi (0,009).

La cancrinite si altera nei modi indicati per la nefelina.

La bassa rifrazione, unita ai colori d'interferenza elevati, del secondo ordine, ed all'uniassicità, rendono facile il riconoscimento della cancrinite; in casi dubbi si scopre la sezione, si libera dal balsamo, e si depone sul minerale una goccia di H Cl tepido, che produce viva effervescenza; facendo l'attacco a freddo lo sviluppo di CO_2 è lento.

È minerale assai diffuso nelle rocce eruttive provenienti da magmi foyaitici e teralitici, in modo particolare nelle sieniti eleolitiche, nelle quali può in parte sostituire la nefelina. È stata segnalata anche negli gneiss nefelinici.

Tormalina. – Più che di un minerale si tratta di un gruppo di minerali a composizione molto variabile. La loro costituzione chimica è incerta; una fra le tante formule date è $H_9\ Al_3\ (BOH)_2\ Si_4\ O_{19}$ dove H_9 è parzialmente o totalmente sostituito da Na, Li, K, Mg, Ca, Fe'', Mn'', Al, Fe''', Cr''', Ti; inoltre son sempre presenti piccole quantità di F.

Al cannello le varietà rosee, poco colorite, od incolore, infusibili, quelle intensamente colorate invece sono fusibili; inattaccabili dagli acidi.

Romboedrica; abito prismatico più o meno allungato, a terminazione regolare o no; nel primo caso è spesso osservabile, anche in sezione, l'emimorfismo: così si vedono, talora, prismettini terminati diversamente alle due estremità; le sezioni trasversali mostrano spesso la simmetria trigonale. Aggregati bacillari a fasci o raggiati; granuli irregolari.

Sfaldatura mancante; fratture irregolari o, molto spesso, trasversali rispetto all'allungamento.

Si conoscono concrescimenti regolari di tormalina e quarzo e di tormalina ed ortose.

P. sp. 3-3,25; D. 7.

Colore variabilissimo con la composizione, mancante, roseo, verde, azzurro, nero, ecc., spesso con disposizione zonata concentrica, od anche con variazioni, graduali o brusche, nel senso dell'allungamento. Nelle tormaline delle rocce i colori più comuni sono scuri, nero, bruno, azzurro. Lucentezza vitrea o resinosa. In sezione gli stessi colori ma più chiari e spesso bene osservabile la policromia (fig. 69); pleocroismo intenso nelle varietà colorate ed in tinte varie, con $\omega > \varepsilon$; sono state osservate aureole policroiche attorno a piccole inclusioni puntiformi nere.

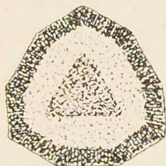


Fig. 69.

Rifrazione e birifrazione, negativa, elevate e variabili con la composizione e quindi col colore del minerale:

$$\omega = 1{,}639\text{-}1{,}687, \quad \varepsilon = 1{,}620\text{-}1{,}641;$$
$$\omega - \varepsilon = 0{,}018\text{-}0{,}046.$$

In generale i valori più bassi degli indici si hanno per le tormaline magnesiache, della birifrazione per le litinifere; quelle ferrifere hanno per lo più gli indici e la rifrazione più elevati; i valori più alti riportati sopra, si riferiscono però ad una tormalina cromifera.

Si osserva talora una leggera biassicità anomala.

In sezione sottile la tormalina ha medio rilievo e talora leggera sagrinatura, colori d'interferenza elevati, ma spesso nascosti dalla intensa colorazione propria. L'assorbimento è massimo quando l'allungamento è normale alla sezione principale del polarizzatore; naturalmente le sezioni parallele a {0001}, a contorno esagono o trigonale, non mostrano pleo-

croismo ed il loro colore è quello di ω; queste sezioni, osservate a luce convergente, dànno la croce nera ben netta e, quasi sempre, il primo anello colorato.

L'insieme delle proprietà morfologiche ed ottiche ne rende facile il riconoscimento.

È minerale diffuso, sebbene in generale non abbondante, nelle rocce abissali acide, specialmente nei graniti, nei quali sembra sostituire talora i minerali micacei; frequente e spesso anche abbondante, nelle rocce filoniane acide, aplitiche e pegmatitiche; scarso, in generale, nelle rocce effusive. La sua origine pneumatolitica è spesso evidente. Assai diffusa nelle rocce di contatto e negli scisti cristallini, si trova anche nelle rocce sedimentarie dove è allotigena.

CATAPLEITE. – $H_4 (Na_2, Ca) Zr Si_3 O_{11}$ oppure $(Na_2, Ca) Zr Si_3 O_9 . 2 H_2 O$.

Fonde al cannello in uno smalto bianco; facilmente solubile in H Cl.

Monoclina pseudoesagonale; esagonale sopra 140°. Aggregati di lamelle geminate. Abito tabulare secondo {0001}.

Sfaldatura perfetta {10$\bar{1}$0} visibile anche in sezione; imperfetta secondo {10$\bar{1}$1} e {10$\bar{1}$2}.

P. sp. 2,8; D. 6.

Inclusioni frequenti, varie.

Incolora e trasparente oppure torbida, bruna se ricca di Ca, bluastra se prevalentemente sodica; debole lucentezza vitrea sulle fratture. Incolora o giallognola in sezione.

Alla temperatura ordinaria biassica; rifrazione mediocre, birifrazione, positiva, alta:

$$\alpha = 1{,}590, \ \beta = 1{,}592, \ \gamma = 1{,}627;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}037, \ \gamma - \beta = 0{,}035, \ \beta - \alpha = 0{,}002.$$

Piano degli assi ottici press'a poco normale a (10$\bar{1}$0); bisettrice acuta poco inclinata su *c*; in altri casi orientazione diversa e variabile. 2 V osservato ca. 60°, calcolato dagli indici sopra riportati 25° 25'.

In sezione le lamine di catapleite appaiono trigemine od anche più complesse.

Raro minerale trovato in alcune sieniti nefeliniche.

Gruppo dei carbonati romboedrici. – Quelli che hanno interesse petrografico sono la calcite, la magnesite e la dolomite.

a) *Calcite*. Ca CO_3. Data la poca miscibilità del carbonato di calcio con quelli di magnesio e ferro, la calcite contiene solo piccole quantità di Mg ed Fe.

Infusibile al cannello; facilmente solubile negli acidi, anche diluiti e freddi, con viva effervescenza.

Romboedrica; nelle rocce non mostra forma cristallina ed è in granuli od in masse; più di rado forma aggregati bacillari, o si presenta in fibre, lamelle, noduli a sfoglie concentriche, ecc. In molti calcari comuni la grana è così minuta che anche con ingrandimenti assai forti si ha l'impressione di una massa unica compatta.

Geminati polisintetici lamellari secondo {01$\bar{1}$2} molto frequenti, in particolare nei calcari a struttura saccaroide nei quali la geminazione sembra, qualche volta almeno, di origine secondaria, per pressioni subite.

Sfaldatura {10$\bar{1}$1} perfetta.

P. sp. 2,71; D. 3.

Incolora o bianca; talvolta colorazioni varie per pigmenti inclusi; lucentezza vitrea, sericea nelle varietà fibrose, terrosa negli aggregati minuti. In sezione incolora. Assorbimento $\omega > \varepsilon$, assai intenso.

Birifrazione negativa estremamente forte:

$$\omega = 1{,}658, \quad \varepsilon = 1{,}486; \quad \omega - \varepsilon = 0{,}172.$$

In sezione sottile nette tracce di sfaldatura e rilievo assai evidente quando ω coincide con la sezione principale del polarizzatore, minore invece quando si ha coincidenza con ε (1): questo si può facilmente constatare ruotando, a solo polarizzatore, la lamina nel suo piano, nel qual modo si può anche osservare la differenza di assorbimento, quantunque, trattandosi di minerale incoloro, il fenomeno, limitato al passaggio da una maggiore ad una minore luminosità, non sia molto appariscente.

Colori d'interferenza elevatissimi, bianchi d'alto ordine; nelle sezioni più sottili, od in quelle che si avvicinano alla normalità all'asse ottico colorazioni vivaci, talora iridate per la imperfetta lustratura delle sezioni; le sezioni a colori di interferenza più bassi, a luce convergente dànno la croce nera, più o meno centrata, e parecchi anelli. Anche la geminazione è facilmente riconoscibile nelle sezioni, dall'alternare di lamelle ad orientazione ottica diversa, e quindi ad estinzione e colori d'interferenza differenti; in alcune sezioni si osservano due od anche tre sistemi di lamelle, incontrantisi sotto angoli vari.

Spesso si nota una piegatura delle lamine di calcite in seguito a deformazioni per azioni dinamiche, deformazioni che si manifestano anche per l'andamento curvilineo delle tracce di sfaldatura.

Gli aggregati fibroso-raggiati, sferulitici, mostrano spesso, a nicol incrociati, una croce nera che non si sposta ruotando la piattaforma del microscopio.

Per la distinzione dagli altri carbonati romboedrici v. magnesite, per quella dall'aragonite v. questa.

Se la calcite di alcune rocce eruttive, si sia consolidata direttamente dal magma, per originaria sa-

(1) Una certa apparenza di rilievo (negativo) e di sagrinatura si ha anche in questa posizione, per la differenza notevole fra ε e l'indice del balsamo.

turazione di esso con Ca O e CO_2, o per fusione e riconsolidazione di frammenti estranei di rocce calcaree, inglobate dal magma stesso, è cosa non ancora decisa con assoluta certezza. Ad ogni modo però il giacimento principalissimo della calcite è nei sedimenti, o nelle rocce metamorfiche derivate da sedimenti; quasi sempre la calcite delle rocce eruttive è di origine secondaria, sia che essa riempia fessure o cavità, sia che, mescolata agli altri minerali, talora pseudomorfica di alcuni di essi, faccia parte della massa della roccia.

Nelle rocce sedimentarie la calcite ha per lo più origine organica, e questo anche quando i resti degli organismi non sieno più visibili, senza peraltro che manchino calcari di origine minerale. La struttura dei calcari, come ho già accennato, può essere straordinariamente minuta, tanto che non ne appaia la natura cristallina; via via però la grana può aumentare, fino ad aversi calcari già ad occhio nudo evidentemente cristallini, con aspetto saccaroide. Le dimensioni dei singoli granuli sono, in generale, tanto maggiori, quanto più antico è il calcare che essi costituiscono, ma questo, ben'inteso, non vale affatto in modo assoluto e si hanno calcari recenti grossolani ed antichi a grana minuta. I calcari metamorfici sono generalmente a grana grossa.

b) Dolomite. Ca Mg $(CO_3)_2$; contiene spesso del ferro o del manganese che si sostituiscono al magnesio, costante rimanendo il numero degli atomi di Ca.

Infusibile al cannello; attaccata lentamente dagli acidi diluiti freddi.

Romboedrica; abito romboedrico $\{10\bar{1}1\}$; granuli. Geminati assai rari, secondo $\{02\bar{2}1\}$, limitati, sembra, a rocce dinamometamorfiche.

Sfaldatura $\{10\bar{1}1\}$ come nella calcite.

P. sp. 2,82; D. 4.

Incolora, bianca, gialla, bruna, nerastra; i colori gialli e bruni sono dovuti a limonite, quelli neri ad inclusioni carboniose; lucentezza vitrea, talora tendente alla madreperlacea. In sezione incolora o, in ogni modo, a colorazione poco intensa. Assorbimento $\omega > \varepsilon$ assai sensibile.

Rifrazione e birifrazione, negativa, un po' più elevate che nella calcite:

$$\omega = 1{,}682, \quad \varepsilon = 1{,}503; \quad \omega - \varepsilon = 0{,}179.$$

Gli indici di rifrazione aumentano con il contenuto in ferro.

In sezione lo stesso aspetto della calcite, difficilmente osservandosi le differenze di rifrazione e birifrazione; la tendenza della dolomite a dare, anche nelle rocce, cristalli individuati, si rivela nelle sezioni dal contorno geometrico dei singoli granuli, a rombo, triangolare o, più di rado, esagono; si nota inoltre la quasi costante mancanza della geminazione. Per altri caratteri distintivi v. magnesite.

La dolomite da sola, o insieme a calcite, costituisce le dolomie; con l'aumentare della quantità di calcite si passa ai calcari dolomitici ed ai calcari magnesiaci, nelle quali rocce la calcite forma una massa dove, più o meno abbondanti, si trovano romboedri assai netti di dolomite. Sono stati osservati anche concrescimenti calcite-dolomite, sia in lamine alternate e sovrapposte parallelamente alla base, sia per compenetrazione, simili cioè ai concrescimenti pegmatitici quarzo-feldispato. Come minerale accessorio la dolomite è assai diffusa negli scisti cristallini.

c) *Magnesite*. $Mg\,CO_3$; il magnesio può esser in parte sostituito da Fe ed Mn.

Infusibile al cannello; poco o punto attaccata dagli acidi a freddo.

Romboedrica; nelle rocce granulare od in masse compatte; aggregati bacillari e fibrosi.

Sfaldatura facile {10$\bar{1}$1}.

P. sp. 3; D. 4.

Incolora o bianca, talora giallognola o brunastra; lucentezza vitrea, terrosa nelle varietà compatte, sericea nelle fibrose. In sezione incolora. Assorbimento come nella dolomite.

Rifrazione e birifrazione, negativa, ancora più alte che nella dolomite:

$$\omega = 1{,}717, \quad \varepsilon = 1{,}515; \quad \omega - \varepsilon = 0{,}202.$$

I termini ferriferi e manganesiferi hanno birifrazione un po' più bassa.

In sezione sottile aspetto simile a quello dei due minerali precedenti.

La magnesite si trova più che altro come minerale secondario formatosi a spese di silicati magnesiaci; essa è quindi in connessione con peridotiti, serpentine e rocce analoghe.

La distinzione dei carbonati romboedrici dagli altri minerali è in generale facilissima, mentre difficile è riconoscere i tre termini l' uno dall' altro. A parte i caratteri già ricordati, come la frequentissima geminazione nella calcite, le forme romboedriche della dolomite, caratteri che possono eventualmente mancare, si può ricorrere all' azione degli acidi, differente nei tre minerali, azione che, quando sia il caso, viene esercitata anche sulla sezione.

La calcite è facilmente attaccata dagli acidi diluiti, a freddo, anche dall'acido acetico, con sviluppo tumultuoso di CO_2; la dolomite è attaccata lentamente a freddo mentre lo è rapidamente da HCl caldo; la magnesite non reagisce a freddo.

Per la distinzione della calcite dalla dolomite si possono usare anche alcune reazioni con sostanze coloranti, quali quella di Lemberg: si prepara una soluzione di 4 parti di cloruro d'alluminio secco, 60 di acqua e 6 di campeggio, si fa bollire per mezz'ora agitando e sostituendo l'acqua evaporata; alcune gocce della soluzione si pongono sulla sezione scoperta e, dopo una diecina di minuti, si lava con precauzione. La calcite appare colorata in violetto, la dolomite invece resta inalterata.

Secondo ricerche recentissime, la dolomite e la magnesite possono esser facilmente riconosciute l'una dall'altra nel modo seguente. In un tubo da saggio si sciolgono, a caldo, 1-2 gr. di difenilcarbazide in alcool (circa mezza provetta) e si aggiungono circa 3 cm^3 di $NaOH$ o KOH al 25 %: il liquido si colora di rosso. In un altro tubo si pone un granuletto della grossezza di un pisello oppure un po' di polvere del minerale, si aggiungono 5 cm^3 circa della soluzione sopra indicata, e si scalda all'ebullizione per 2-3 minuti. Si decanta il liquido, si aggiunge acqua e si fa bollire; tale operazione, rinnovando ogni volta l'acqua, si ripete fino a che questa resta incolora. Il granulo, o la polvere del minerale, si mostra colorato più o meno intensamente di rosso-violaceo se si tratta di magnesite, mentre resta scolorito se è di dolomite. Anche con calcite e con aragonite non si ha colorazione.

Come prodotto secondario, nei pori di rocce basaltiche, o come elemento di rocce arenacee è stata descritta la *siderose*, che ha proprietà simili a quelle degli altri carbonati, dai quali si distingue per via chimica.

Capitolo V.

Minerali trimetrici.

I tre assi, diversi fra di loro, dell'indicatrice ottica, coincidono con i tre assi cristallografici; gli assi ottici sono dispersi simmetricamente. Come ho mostrato (pag. 68), le sezioni parallele ai tre pinacoidi {100}, {010}, {001}, nonchè quelle appartenenti alle tre zone principali, aventi per asse, ciascuna, un asse cristallografico, hanno estinzione retta e quindi, in generale, nei minerali trimetrici le estinzioni rette sono molto frequenti. Nelle sezioni qualsiasi si può avere estinzione non contemporanea per i vari colori e quindi, a luce bianca, estinzione non netta, ma il fenomeno è in generale poco sensibile.

Le sezioni estinte, o che per una rotazione di 360° si mantengono ugualmente, e debolmente, illuminate, dànno, all'osservazione conoscopica, la figura tipica delle sostanze biassiche normali ad un asse ottico (v. pag. 103). Quando l'isogira coincide con uno dei fili del reticolo, le eventuali direzioni cristallografiche della lamina devono esser parallele, o normali, o simmetricamente disposte, rispetto ai fili stessi.

Nelle sezioni parallele ad una delle tre sezioni principali dell' indicatrice, le tracce delle altre due sezioni principali devono esser parallele, o normali, o simmetricamente disposte, rispetto alle linee cristallografiche.

Le sezioni delle tre zone principali prima ricordate, [100], [010], [001], sono sempre perpendicolari ad una sezione principale ed osservate conoscopicamente, devono mostrare isogira rettilinea quando passa per uno dei fili del reticolo.

I minerali trimetrici sono spesso allungati e l'allungamento avviene, di solito, parallelamente ad uno dei tre assi cristallografici; le sezioni parallele all'allungamento sono listiformi, quelle trasversali possono avere contorno rettangolare, rombo, ed anche esagono od ottagono, i diversi casi verificandosi a seconda che il minerale è limitato da soli pinacoidi, o da una forma prismatica, o da prisma e pinacoidi associati.

In linea generale i cristalli regolarmente ed interamente limitati dànno sezioni bisimmetriche, monosimmetriche, od asimmetriche, se tagliati secondo un piano parallelo a due, ad uno, o inclinato su tutt'e tre gli assi di simmetria.

Le sfaldature che si presentano nei minerali delle rocce sono pinacoidali o prismatiche; le prime sono monotome, le altre dànno un solo sistema di strie nelle sezioni della zona che ha per asse l'asse del prisma, due sistemi tagliantisi ad angolo vario nelle altre. L'angolo che fanno fra di loro i due sistemi di strie di una sfaldatura prismatica può esser caratteristico, ma ciò solo se misurato in una sezione perpendicolare all'asse del prisma.

ZOISITE. – Ca_2 (Al.OH) Al_2 $(Si\,O_4)_3$; contiene talora piccole quantità di Fe″ e Fe‴. Fa parte del gruppo dell'epidoto, gli altri termini del quale cristallizzano nel sistema monoclino.

Al cannello rigonfia e fonde dando una massa bollosa; non attaccata dagli acidi.

Abito prismatico allungato secondo [001] senza terminazione regolare; forme bacillari ed aggregati bacillari poco divergenti; granuli irregolari.

Sfaldatura facile {010}, incompleta secondo {100}; frequenti fratture irregolari trasversali.

P. sp. 3,3; D. 6.

Bianca o grigia, talvolta rosea (*thulite*); lucentezza vitrea, madreperlacea sulla sfaldatura {010}. In sezione incolora o, nella varietà thulite:

α = rosso chiaro o incoloro,
β = rosso-roseo,
γ = giallognolo.

Rifrazione forte, birifrazione, positiva, bassa:

$$\alpha = 1{,}696\text{-}1{,}700,\ \beta = 1{,}696\text{-}1{,}702,$$
$$\gamma = 1{,}702\text{-}1{,}706;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}005\text{-}0{,}009,\ \gamma - \beta = 0{,}003\text{-}0{,}007,$$
$$\beta - \alpha = 0{,}000\text{-}0{,}003.$$

$2\,V = 0^o\text{-}60^o$.

L'orientazione ottica è varia; si distinguono due zoisiti e cioè:

zoisite α; $a = \gamma$ $b = \beta$ $c = \alpha$,
» β; $a = \gamma$ $b = \alpha$ $c = \beta$.

La prima ha quindi il piano degli assi ottici parallelo a {010}, la seconda a {001} e in ambedue la bisettrice acuta positiva è normale ad {100}; l'angolo degli assi ottici è maggiore nella varietà β che nella α, la dispersione, molto forte $r < v$ con la prima orientazione (α), un po' più debole ed $r > v$ con la seconda. Spesso le due varietà si trovano insieme associate in uno stesso cristallo, talora in fasce alternate parallelamente alla sfaldatura; negli individui più piccoli si può avere una sola orientazione, in generale quella α. Oltre che delle due varietà trimetriche, si hanno anche associazioni di queste con epidoti monoclini nelle quali {010} della zoisite è parallela a {100} dell'epidoto, e l'asse *c* della prima coincide con quello *b* del secondo.

In sezione sottile la zoisite mostra notevole rilievo e colori d'interferenza bassi, grigi più o meno scuri;

nelle sezioni parallele ad {100} la zoisite α ha colori d'interferenza anomali, azzurro-indaco cupi mentre in tutte le altre sezioni, come, di regola, in quelle di zoisite β, i colori sono normali; solo in qualche caso sezioni {100} di zoisite β dànno colori giallo-bruni, anomali.

Si deve notare peraltro che alcuni studi recenti tenderebbero a dimostrare che la zoisite β non è una modificazione dimorfa, trimetrica, della zoisite, ma che appartiene invece alla serie monoclina clinozoisite-epidoto.

Per la distinzione della zoisite dalla vesuviana e dall'apatite con le quali potrebbe, in alcuni casi, scambiarsi, v. queste; riconoscere, in sezione sottile, la zoisite dagli epidoti monoclini non ferriferi (clinozoisite) può esser difficilissimo e, in singoli casi, impossibile.

La zoisite è minerale comune in alcune rocce eruttive, come prodotto secondario derivato dalla trasformazione dei plagioclasi, in modo particolare nelle rocce gabbriche, nelle quali prende parte alla costituzione della cosidetta *saussurite*; è abbondante in alcuni scisti cristallini, come anfiboliti, prasiniti, ecc., ed è citata anche come minerale di contatto.

CORDIERITE. – $(OH)_2$ $(Mg, Fe)_4$ Al_8 $(Si_2\ O_7)_5$; secondo alcuni l'acqua sarebbe dovuta ad un principio di alterazione; in generale Mg è molto prevalente rispetto ad Fe; eventualmente piccole quantità di Mn al posto di Fe e di Fe''' al posto di Al.

Difficilmente fusibile al cannello; poco attaccata dagli acidi.

Abito prismatico tozzo, con terminazione basale, talora apparentemente esagonale per la combinazione di {110} con {010}, essendo $(110):(1\bar{1}0) = 60^\circ 50'$; granuli ed aggregati granulari frequenti.

Geminazioni secondo {110} comuni, per lo più per compenetrazione, a dar origine a trigemini (fig. 70) o ad associazioni polisintetiche lamellari; geminazioni secondo {130} esse pure per compenetrazione, (fig. 71) a dare aspetti molto simili a quelli dei geminati precedenti dai quali spesso, anche per via ottica, non sono facilmente riconoscibili.

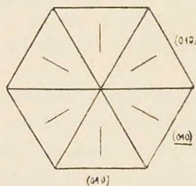


Fig. 70.

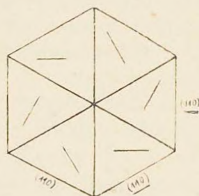


Fig. 71.

Sfaldatura {010} raramente visibile in sezione; fratture irregolari; separazione e struttura zonata secondo la base talora assai netta.

P. sp. 2,67; D. 7.

Colore grigio, azzurro, giallognolo, bruniccio; lucentezza vitrea. In sezione per lo più incolora; in sezioni piuttosto spesse:

α = giallognolo,
β = azzurro,
γ = azzurro chiaro; $\beta > \gamma > \alpha$.

Aureole policroiche, anche in sezioni incolore, attorno ad inclusioni di zircone; esse non si osservano in sezioni basali mentre sono evidenti in quelle della zona [001], in particolare in quelle {100}, e si manifestano con una colorazione gialla per le vibrazioni parallele a *c*, mancanza di colore per quelle normali. Con l'aureola si accompagna una locale diminuzione della potenza birifrattiva ed un aumento della rifrazione; le aureole scompaiono per riscaldamento.

Rifrazione e birifrazione, negativa, basse:

$$\alpha = 1{,}533\text{-}1{,}552, \quad \beta = 1{,}537\text{-}1{,}560,$$
$$\gamma = 1{,}541\text{-}1{,}561;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}007\text{-}0{,}009, \quad \gamma - \beta = 0{,}001\text{-}0{,}004,$$
$$\beta - \alpha = 0{,}004\text{-}0{,}008.$$

La rifrazione aumenta con l'aumentare del ferro; $\gamma - \alpha$ cambia poco, mentre $\gamma - \beta$ diminuisce e $\beta - \alpha$ aumenta.

2 V = 43° ½-85° ½, i valori più bassi avendosi per i termini ricchi di ferro; dispersione debole $r < v$. Si citano anche cordieriti positive e cordieriti uniassiche positive.

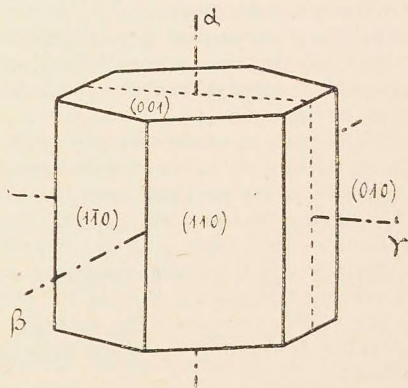


Fig. 72.

Orientazione ottica

$$a = \beta, \quad b = \gamma, \quad c = \alpha,$$

e quindi piano degli assi ottici {100}, bisettrice acuta normale a {001} (fig. 72).

Alterazioni frequentissime e conducenti, talvolta, a completa pseudomorfosi; procedono dalle fratture e, più, dalla sfaldatura e dalla separabilità e quindi, in tal caso, in due direzioni perpendicolari fra di loro. I prodotti di alterazione sono micacei (muscovite e, più di rado, biotite o paragonite) o cloritici, insieme talora a sostanze ferrugginose; le trasformazioni hanno avuto nomi vari e quasi sempre poco nettamente determinati: una revisione di essi ha condotto ad ammettere quattro tipi e cioè:

a) *Pinite*: alterazione prevalentemente micacea; manca la struttura a zone {001}.

b) *Gigantolite*: alterazione prevalentemente micacea; struttura a zone {001}.

c) *Prasiolite*: alterazione prevalentemente cloritica; manca la struttura a zone {001}.

d) *Clorofillite*: alterazione prevalentemente cloritica; struttura a zone {001}.

In sezione sottile la cordierite inalterata mostra mancanza di rilievo e colori d'interferenza bassi, bianchi o bianco-grigi su {100}, più bassi, grigi o grigio-scuri nelle altre sezioni. In tali condizioni, se non geminata, essa può, a primo aspetto, facilmente scambiarsi con il quarzo, ma basta osservare, a luce convergente, le sezioni a colori di interferenza più bassi per vedere la croce delle sostanze uniassiche se si tratta di quarzo, la figura delle biassiche se di cordierite.

La cordierite è minerale accessorio assai diffuso nelle rocce eruttive, sia abissali e filoniane, sia effusive, generalmente di tipo acido, granitico, liparitico, ecc., nelle quali è talora certamente minerale originario, mentre altre volte sembra essere esogeno. Anche negli scisti cristallini è assai frequente e spesso ricca di inclusioni, specialmente aciculi di sillima-

nite; si trova pure come minerale di contatto e negli inclusi delle rocce eruttive.

TOPAZIO. – $(F, OH)_2 Al_2 Si O_4$; generalmente considerato come ortosilicato basico.

Infusibile al cannello; inattaccabile dagli acidi, solo lentamente da $H_2 SO_4$.

Abito prismatico tozzo; forme comuni {110}, {120}, {111} e talora {021}, {001}; granuli; aggregati bacillari paralleli, divergenti, o raggiati.

Sfaldatura {001} perfetta, che in sezione si manifesta con poche strie nettissime.

P. sp. 3,5; D. 8.

Inclusioni liquide frequenti (acqua, anidride carbonica, soluzioni acquose saline) talora a livella o contenenti cristalletti cubici ed altri; le inclusioni hanno forma varia, qualche volta simile a quella dell'ospite, e sono ordinate in serie irregolari od in zone concentriche.

Incoloro, giallo, rossastro, grigio, verdolino, azzurrognolo; lucentezza vitrea. In sezione incoloro.

Rifrazione media, birifrazione, positiva, bassa:

$$\alpha = 1,607\text{-}1,629, \quad \beta = 1,610\text{-}1,631,$$
$$\gamma = 1,618\text{-}1,637;$$
$$\gamma - \alpha = 0,008\text{-}0,011, \quad \gamma - \beta = 0,006\text{-}0,008,$$
$$\beta - \alpha = 0,001\text{-}0,003.$$

$2\,V = 49^\circ \frac{1}{2}\text{-}65^\circ \frac{1}{2}$; dispersione $r > v$.

I valori delle costanti ottiche variano con la composizione, nel senso che con l'aumentare dell'acqua e diminuire del fluore aumenta la rifrazione e diminuisce l'angolo degli assi ottici.

Orientazione:

$$a = \alpha, \quad b = \beta, \quad c = \gamma,$$

e quindi piano degli assi ottici parallelo a {010}, bisettrice acuta normale a {001}.

Sono state osservate anomalie ottiche che si manifestano, nelle sezioni basali, con una suddivisione in settori ad estinzioni diverse.

Alterazioni a dar origine a muscovite ed a caolino, non molto frequenti.

In sezione sottile il topazio, se in cristalli definiti, appare in forma di rombo o di listerelle tozze, a seconda che si abbiano sezioni trasversali o longitudinali; rilievo sensibile e colori di interferenza simili a quelli del quarzo parallelo all'asse, nelle sezioni {010}, più bassi nelle altre.

Il riconoscimento è in generale assai facile: dal quarzo, al quale si ravvicina per la birifrazione, lo distinguono la sfaldatura, la rifrazione e la biassicità; più facile può esser lo scambio con l'andalusite, quando questa non presenti il caratteristico pleocroismo; servono, in tal caso, come caratteri distintivi, la sfaldatura che è sempre monotoma nel topazio mentre, nelle sezioni trasversali è dicotoma nell'andalusite, ed il carattere della birifrazione, positivo nel primo, negativo nella seconda; nel topazio il segno si determina molto bene nelle sezioni normali ad un asse ottico, facilmente identificabili (v. pag. 120) e che mostrano l'isogira nettamente incurvata quando la traccia del piano degli assi ottici è a 45° dalle sezioni principali dei nicol; nella andalusite invece, dato l'alto valore dell'angolo degli assi, l'isogira si mantiene quasi rettilinea.

Il topazio, in quantità generalmente piccole, si trova in molti graniti, pegmatiti, lipariti, ecc. nonchè in scisti cristallini ed in rocce di contatto.

ANDALUSITE. – $Al_2\,Si\,O_5$; generalmente considerata come ortosilicato basico; in qualche caso una piccola parte di Al è sostituita da Mn od Fe e di Si da Ti.

Infusibile al cannello; inattaccabile dagli acidi ordinari, un po' da HF, specialmente a caldo.

Abito prismatico secondo {110} terminato da {001}; essendo l'angolo del prisma molto vicino a 90° si ha l'apparenza di simmetria dimetrica; granuli; aggregati bacillari, fascicolati.

Sfaldatura {110} ben visibile in sezione e, talvolta, grossolana separabilità trasversale.

Non rari i concrescimenti regolari con la sillimanite, che avvengono in modo che gli assi cristallografici corrispondenti sono paralleli, oppure con la {100} a comune e gli assi *c* inclinati a 90° od a 45°.

P. sp. 3,2; D. 7,5.

Inclusioni di sostanza carboniosa frequenti, talora disposte regolarmente (*chiastolite*); le sezioni trasversali (fig. 73) mostrano una macchia nera centrale quadrilatera, e quattro braccia secondo le diagonali, talora con quattro ingrossamenti quadrilateri alle estremità, e le sezioni longitudinali hanno una stria centrale, spesso allargata agli estremi (fig. 73). Son frequenti anche inclusioni quarzose, di biotite, ecc.

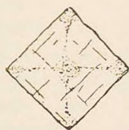



Fig. 73.

Per lo più rossastra, rosea, grigia-violacea; debole lucentezza vitrea; in sezione, in generale, poco colorita, con pleocroismo:

$$\alpha = \text{roseo}, \quad \beta = \text{incoloro}, \quad \gamma = \text{incoloro};$$
$$\alpha > \beta > \gamma.$$

In sezioni spesse il colore di α si accentua, β e γ divengono giallo-verdastri. La colorazione rosea di α, in sezione sottile, non è, per lo più, estesa a tutto un individuo, ma distribuita a chiazze generalmente

irregolari. Aureole policroiche talvolta osservabili intorno ad inclusioni di grafite, sostanza carboniosa, zircone, con α giallo chiaro, mancanza di colore in direzione normale; le aureole scompaiono arroventando. Non rare anche andalusiti interamente incolore nelle sezioni.

Rifrazione media, birifrazione, negativa, bassa:

$$\alpha = 1{,}629,\ \beta = 1{,}633,\ \gamma = 1{,}639;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}010,\ \gamma - \beta = 0{,}006,\ \beta - \alpha = 0{,}004.$$

$2\,V = 83^{\circ}\text{-}85^{\circ}$; dispersione $r < v$. Talora le parti più intensamente rosse dei cristalli hanno birifrazione più bassa del consueto e forte dispersione $r > v$.

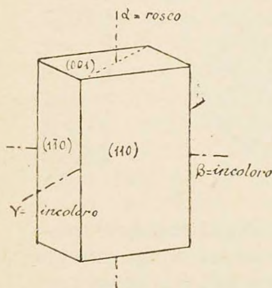


Fig. 74.

Orientazione:

$$a = \gamma,\quad b = \beta,\quad c = \alpha,$$

quindi (fig. 74) piano degli assi ottici {010} e bisettrice acuta normale a {001}.

Le andalusiti (*viridina*) che contengono quantità relativamente forti di manganese (5-7 % Mn_2O_3) ed eventualmente di titanio (1 % TiO_2) e ferro (4 % F_2O_3) mostrano minore durezza (6,5), aumento di rifrazione e di birifrazione; è stato determinato:

$$\alpha = 1{,}662,\ \beta = 1{,}671,\ \gamma = 1{,}691;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}029,\ \gamma - \beta = 0{,}020,\ \beta - \alpha = 0{,}009.$$

$2\,V = 71^{\circ}$ attorno a γ e quindi birifrazione positiva. Anche l'orientazione ed il pleocroismo sono diversi, avendosi:

$$a = \alpha = \text{giallo chiaro},\quad b = \beta = \text{verde-erba},$$
$$c = \gamma = \text{giallo scuro}.$$

È da notarsi che secondo alcuni autori queste differenze sono così notevoli, da far considerare la viridina specie a sè e non varietà di andalusite.

Trasformazioni molto frequenti a dar origine a muscovite, sia in grandi lamine ad orientamento parallelo o quasi, sia in ammassi lamellari minuti, talvolta conducenti a pseudomorfosi completa o quasi; si citano anche trasformazioni, probabilmente di origine differente, a dare origine a corindone e spinello, corindone e biotite, cordierite e spinello, cianite, sillimanite; quest'ultima trasformazione vien messa in rapporto con il fatto che, artificialmente, l'andalusite, scaldata sopra 1300° si trasforma in una sostanza simile alla sillimanite.

In sezione sottile l'andalusite, se in cristalli, ha forma rettangolare allungata, o a rombo, o quadrata, a seconda della direzione del taglio; mostra nette tracce di sfaldatura, un certo rilievo e colori d'interferenza bianchi o bianco-giallognoli nelle sezioni {010}, assai più bassi, grigi, nelle altre; il pleocroismo è nettamente visibile nelle sezioni della zona [001] mentre manca in quelle basali.

L'insieme dei caratteri, specialmente il tipico pleocroismo, rende difficile uno scambio tra l'andalusite ed altri minerali; per la distinzione dal topazio v. questo.

Come componente accidentale ed accessorio, l'andalusite si trova in alcune rocce eruttive, specialmente di natura granitica; la si rinviene quasi costantemente nelle parti periferiche delle masse granitiche, in vicinanza del contatto con rocce, per lo più, di natura originariamente argillosa e questo rende verosimile l'ipotesi che si tratti, almeno nel massimo numero dei casi, di minerale estraneo al magma. Molto comune è nelle zone di contatto, in modo particolare fra graniti e rocce argillose, dove è specialmente abbondante nelle parti a metamor-

fismo più intenso. Si trova anche negli scisti cristallini, gneiss, micascisti, filladi.

STAUROLITE. – $H\ Fe\ Al_5\ Si_2\ O_{13}$ con sostituzione di un po' di magnesio al ferro e, eventualmente, di piccole quantità di Fe''' ad Al e di Ti a Si; generalmente considerata come ortosilicato basico.

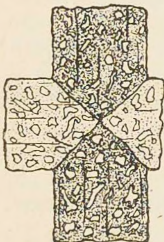


Fig. 75.

Infusibile al cannello; inattaccabile dagli acidi, solo debolmente da $H_2\ SO_4$.

Abito prismatico piuttosto tozzo; forme prevalenti {110}, {001} e, generalmente molto ridotta, {010}.

Geminazioni frequenti secondo {032} con gli assi *c* quasi perpendicolari (fig. 75) e secondo {232} con assi *c* facenti angolo di circa 60°.

Sfaldatura {010} di varia facilità, talora non osservabile in sezione; {110} raramente visibile; divisibilità {001} pure rara.

P. sp. 3,7; D. 7,5.

Inclusioni frequenti di minuti granuli quarzosi che crivellano gli individui di staurolite, specialmente i più grossi; anche di sostanza carboniosa, talvolta disposte come nell'andalusite.

Bruna o bruno-rossastra di vario tono; lucentezza vitrea tendente alla resinosa; in sezione gialla con:

$$\alpha = \beta = \text{giallo-chiaro},\quad \gamma = \text{giallo-rossastro},$$

talora più intenso attorno ad inclusioni.

Rifrazione molto elevata, birifrazione, positiva, mediocre:

$$\alpha = 1{,}739\text{-}1{,}747,\quad \beta = 1{,}745\text{-}1{,}753,$$
$$\gamma = 1{,}751\text{-}1{,}762;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}012\text{-}0{,}015,\quad \gamma - \beta = 0{,}006\text{-}0{,}009,$$
$$\beta - \alpha = 0{,}006.$$

Sono stati trovati anche valori leggermente più bassi, tanto per la rifrazione, quanto per la birifrazione.

$2V = 80°-88°$; dispersione notevole $r > v$.

Orientazione:

$$a = \beta, \quad b = \alpha, \quad c = \gamma,$$

quindi (fig. 76) piano degli assi ottici {100}, bisettrice acuta normale a {001}.

Alterazioni, in muscovite, molto rare.

In sezione gli individui semplici hanno forma di losanga, o di esagono con due lati opposti molto più corti degli altri, se tagliati trasversalmente, di rettangolo poco allungato se in sezioni longitudinali. Rilievo notevole e sagrinatura, colori d'interferenza bianchi o gialli nelle sezioni {100}, più bassi nelle altre; il pleocroismo è sensibile nelle sezioni della zona [001], mentre non si osserva in quelle basali, essendo $a = \beta$ e $b = \alpha$ dello stesso colore, giallo chiaro.

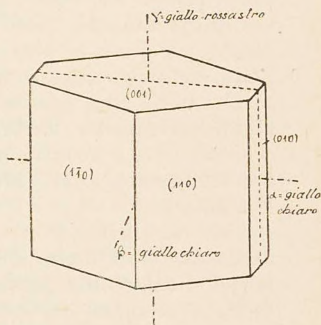


Fig. 76.

I caratteri della staurolite non permettono di scambiarla con nessun altro minerale.

Non si trova nelle rocce eruttive ed è poco frequente in quelle di contatto, mentre è assai diffusa negli scisti cristallini, specialmente nei micascisti; per la sua resistenza all'azione degli agenti fisici e chimici si trova, come minerale allotigeno, in alcuni sedimenti.

Serpentino. – $H_4\,Mg_3\,Si_2\,O_9$; considerato come ortosilicato acido. Contiene talvolta un po' di ferro e

di alluminio e, spesso, tracce di altri elementi, come Ni, Co, Cr, ecc.

Difficilmente fusibile sugli orli; attaccato da H Cl e, anche più, da $H_2 SO_4$.

La cristallizzazione trimetrica è più presunta che non accertata, non trovandosi quasi mai il minerale in cristalli netti.

Abito lamellare o fibro-lamellare (*antigorite*) oppure fibroso (*crisotile*); la microstruttura nel crisotile propriamente detto è a nastri più lunghi che larghi, nei quali le fibre sono perpendicolari ai lati; nella *metaxite*, considerata come una varietà di crisotile, si ha una microstruttura zonata o, secondo alcuni, divergente, a fibre più grossolane che non nel crisotile vero e proprio, e non pieghevoli; nella *picrolite* finalmente, altra varietà di crisotile, la struttura è raggiata.

Nell'antigorite si ha una sfaldatura facilissima alla quale si dà il simbolo {100}; altre due sfaldature perpendicolari alla prima e fra di loro, più o meno facili a seconda dei casi, si ritengono parallele a {010} e {001}; nel crisotile, data la sua microstruttura fibrosa, è molto più difficile osservare tracce di sfaldatura: è citata una sfaldatura prismatica nella quale i due sistemi di tracce fanno angolo di circa 50°.

P. sp. 2,5-2,7; D. 2,5-4.

Color verde o giallo-verdognolo di vario tono, anche biancastro o nerastro; lucentezza varia, resinosa, madreperlacea, grassa, sericea nelle varietà fibrose, talora mancante. In sezione incoloro o leggermente giallognolo.

Rifrazione e birifrazione basse; i valori degli indici sembrano assai variabili: per il crisotile vengono dati:

$$\alpha = 1{,}508\text{-}1{,}543, \quad \gamma = 1{,}522\text{-}1{,}555;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}010\text{-}0{,}014.$$

Il valore più basso di α è stato determinato prima dell'immersione nel balsamo. Per l'antigorite:

$$\alpha = 1{,}560,\ \beta = 1{,}570,\ \gamma = 1{,}571;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}011,\ \gamma - \beta = 0{,}001,\ \beta - \alpha = 0{,}010.$$

Il segno della birifrazione è positivo, con $2\,E = 16^{\circ}\text{-}50^{\circ}$ nel crisotile, negativo, con $2\,E = 16^{\circ}\text{-}98^{\circ}$, nell'antigorite. Orientazione, nel crisotile:

$$a = \beta,\ b = \alpha,\ c = \gamma,$$

nell'antigorite:

$$a = \alpha,\ b = \beta,\ c = \gamma.$$

Quindi nel crisotile il piano degli assi ottici sarebbe {100}, nell'antigorite {010}.

Tutti questi caratteri sono però da considerarsi come approssimativi: di sicuro si sa che il crisotile ha birifrazione relativamente elevata, positiva, angolo degli assi ottici piccolo, l'antigorite birifrazione assai più bassa (non superiore generalmente a 0,009) negativa, angolo degli assi ottici grande; in ambedue il segno dell'allungamento è positivo.

Il serpentino va soggetto, non troppo facilmente però, ad alterazioni in opale, calcedonio, quarzo, ed in carbonati; la trasformazione in magnesite, eventualmente accompagnata da opale, va attribuita, nel massimo numero dei casi almeno, ad azioni idrotermali.

In sezione sottile il serpentino si mostra senza rilievo e con colori d'interferenza per lo più bassi, nell'antigorite grigi o grigio-azzurrognoli o biancastri, nel crisotile notevolmente più alti, fino al giallo; succede talvolta che i colori d'interferenza sieno assai più bassi di quel che corrisponderebbe alla potenza birifrattiva, e questo per compensi in seguito a sovrapposizioni di lamelle.

La microstruttura più caratteristica è quella detta a maglie, per la quale si distinguono dei nastri di serpentino, spesso associati ad ossidi di ferro, che costituiscono un reticolato a maglie piuttosto grandi, talora intersecato da un secondo reticolato a maglie più piccole, senza ossidi di ferro; l'interno delle maglie è poi occupato esso pure da serpentino, o eventualmente da residui di peridoto dal quale il serpentino deriva. Il reticolato rappresenta l'andamento delle fessure, irregolari, del minerale originario, attraverso le quali s'è fatta strada la metamorfosi; i resti di olivina, che possono trovarsi nell'interno delle maglie, si manifestano subito per la forte differenza di rifrazione (figura 77) e birifrazione, e cioè per il rilievo notevole e per gli elevati colori d'interferenza.

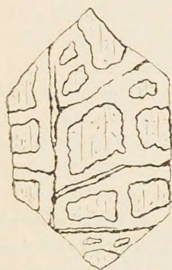


Fig. 77.

In altri casi succede che le lamelle di serpentino sono disposte ad angolo di circa 120°, oppure quasi perpendicolari fra di loro, e questi due tipi di struttura starebbero ad indicare, rispettivamente, un'origine da anfiboli e da pirosseni; non si può peraltro considerar questo come stabilito in modo sicuro e generale, sia perchè son noti serpentini derivati da anfiboli e da pirosseni che non hanno le strutture suddette sia perchè, viceversa, si conoscono serpentini certamente peridotici, i quali le mostrano. Per la struttura del serpentino derivato da pirosseni trimetrici v. questi.

La varietà lamellare del serpentino può esser facilmente confusa con alcune cloriti, in maniera particolare quando queste abbiano debole o mancante pleocroismo e birifrazione non troppo bassa; anzi,

in tali casi una distinzione al microscopio può esser addirittura impossibile.

Fra di loro, crisotile ed antigorite, si distinguono sopra tutto per la microstruttura e per i colori d'interferenza, notevolmente più alti nel crisotile, giacchè delle altre proprietà ottiche la sola che possa facilmente determinarsi, il segno dell'allungamento, è positiva per ambedue; il segno della birifrazione, che sarebbe un ottimo carattere distintivo, si stabilisce con una certa difficoltà, dato il modo di presentarsi dei due minerali. A questo, credo, deve attribuirsi il fatto che mentre il massimo numero dei petrografi ritiene il crisotile la varietà più frequente, quella, in ogni modo, che costituisce le tipiche serpentine a maglie, altri invece sostiene e, mi sembra, con buoni argomenti, che le serpentine a maglie sono antigoritiche e che in esse il crisotile si trova solo accidentalmente, a costituire delle vene.

È molto dubbio se in qualche caso il serpentino sia direttamente consolidato dal magma, certo, nella enorme maggioranza dei casi, esso è secondario da silicati magnesiaci o ferro-magnesiaci, mancanti o poveri di allumina; non si tratta però di una trasformazione superficiale, ma invece, verosimilmente, di un fenomeno avvenuto in profondità, in condizioni non ancora stabilite con sicurezza. In certe rocce è minerale prevalente su tutti gli altri, e ciò avviene nelle serpentine, le quali derivano dalla trasformazione delle peridotiti; l'origine di vere serpentine da rocce prevalentemente pirosseniche od anfiboliche è, per lo meno, molto incerta.

GRUPPO DEI PIROSSENI TRIMETRICI. – $(Mg, Fe) Si O_3$; contengono spesso Ca, Fe''', Al e, più di rado, Mn e Ti. I termini più ricchi di magnesio son chiamati *enstatite* ed in essi la quantità di Fe O non supera

il 5%; ai termini più ferriferi, contenenti fino al 13% Fe O, si dà il nome di *bronzite*, e quelli ancor più ricchi di ossido ferroso son detti *iperstene*.

Al cannello quasi infusibile l'enstatite, fusibili i termini ricchi di ferro; inattaccabile dagli acidi l'enstatite, parzialmente decomposto a caldo l'iperstene.

Abito prismatico tozzo nelle rocce effusive, granuli o grandi individui irregolari in quelle abissali; i cristalli, nella zona [001] sono limitati dai pinacoidi {100}, {010} e, subordinatamente, dalle facce del prisma {110} e son terminati, per lo più, da facce di bipiramidi.

Geminati secondo {104} o secondo vari prismi di tipo {onp} poco frequenti nelle rocce (1).

Sfaldatura {110} sempre nettamente osservabile, con tracce interrotte; sfaldatura pinacoidale {100} netta, talora anche più evidente di quella prismatica, nelle masse irregolari, meno sensibile nei cristalli ben delimitati; sfaldatura pinacoidale {010} assai meno distinta delle precedenti, mancante nei cristalli idiomorfi. Fratture trasversali irregolari.

Struttura fibrosa parallelamente a *c*, frequente nei pirosseni delle rocce abissali, nei quali si nota spesso anche un concrescimento parallelo, lamellare, con pirosseni monoclini; più di rado si osservano concrescimenti dei due minerali in modo che uno avvolge l'altro, mentre associazioni di questo tipo, nelle quali, generalmente, un cristallo di augite, semplice o geminato secondo {100}, ne include uno di pirosseno trimetrico, sono invece assai frequenti nelle rocce effusive.

P. sp. variabile, e crescente con la percentuale di Fe O, tra 3,1 e 3,5; D. 5,5.

---

(1) Per analogia con i pirosseni monoclini ho scelto l'orientazione, da molti seguita, con l'angolo acuto (vero) del prisma in avanti; nei trattati del Dana e dell'Hintze invece è adottata l'altra orientazione, cioè è posto in avanti l'angolo ottuso (vero) del prisma.

Inclusioni caratteristiche presentano i termini ferriferi delle rocce abissali; si tratta di lamellette microlitiche di aspetto semimetallico, opache o, se molto sottili, trasparenti, rosso-brune o giallastre, che giacciono nella sfaldatura facile {100}. Spesso sono ordinate in tre modi: il massimo numero con l'allungamento perpendicolare a [001] dell'ospite, altre in direzione normale, altre infine con l'allungamento a circa 30° da [001]. La natura di queste inclusioni, da alcuni ritenute prodotti di scissione, non è ancora sicuramente stabilita, ma sembra trattarsi di ilmenite. I pirosseni delle rocce effusive oltre, eventualmente, i minerali preformati, includono talvolta anche particelle vetrose.

Colore variabile dal bianco o bianco-verdolino per l'enstatite, al bruno-nero o bruno-verde-nero per l'iperstene; lucentezza vitrea tendente alla madreperlacea e talora quasi metallica, specialmente sui piani di sfaldatura. Le varietà poco ferrifere sono incolore in sezione; per le altre si ha:

$\alpha = \beta =$ giallognolo,
$\gamma =$ verdolino,

nelle bronziti notevolmente ferrifere, e:

$\alpha =$ bruno-rossastro,
$\beta =$ giallo-rossastro,
$\gamma =$ verde-grigio,

nell'iperstene.

Rifrazione alta e crescente col tenore di ferro; birifrazione bassa e crescente, essa pure, col ferro, di segno positivo nell'enstatite e nella bronzite, negativo nell'iperstene:

$$\alpha = 1{,}656\text{-}1{,}716, \quad \beta = 1{,}659\text{-}1{,}702,$$
$$\gamma = 1{,}665\text{-}1{,}727;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}009\text{-}0{,}013, \quad \gamma - \beta = 0{,}003\text{-}0{,}006,$$
$$\beta - \alpha = 0{,}003\text{-}0{,}010.$$

2 V variabile con il contenuto in Fe O; per 2 H attorno ad α son dati i seguenti valori: 2 H = 133° 8′ (rosso) per 2,76 % (Fe, Mn) O fino a 2 H = 59° 28′ (giallo) per 33,60 % (Fe, Mn) O. Per 2 V_a si hanno valori (rosso) di 69° 42′ per un'enstatite e di 72° 16′ per un iperstene; ma qui, naturalmente, l'angolo con l'aumentare del ferro prima aumenta, poi, passato per il valore di 90°, diminuisce.

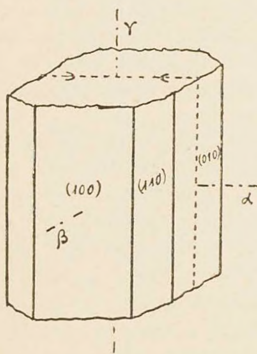


Fig. 78.

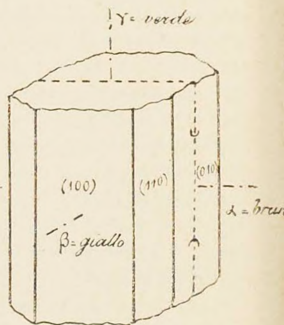


Fig. 79.

Dispersione debole r < v per l'enstatite, più forte r > v per l'iperstene.

Orientazione:

$$a = \beta, \quad b = \alpha, \quad c = \gamma,$$

e quindi piano degli assi ottici {100}, bisettrice acuta normale a {001} nei termini positivi (fig. 78), a {010} nei negativi (fig. 79).

I pirosseni trimetrici sono spesso trasformati in serpentino, in modo speciale i termini poco ferriferi; il prodotto di tale metamorfosi, completa, è cono-

sciuto con il nome di *bastite* e conserva molte delle proprietà del pirosseno originario, specialmente la sfaldatura {100} e, ma in grado minore, quella {110}; cambia però l'orientazione ottica, avendosi, nella bastite, $a = \alpha$, $b = \beta$, $c = \gamma$, e quindi piano degli assi ottici {010}. La birifrazione, di segno —, varia di poco, mentre molto più bassa diviene la rifrazione (1,5-1,6); 2 E = 20°-90°.

Si conoscono anche, specialmente negli scisti cristallini, trasformazioni in anfibolo e, per l'enstatite, in talco: questa trasformazione procede dalla periferia e lungo linee di frattura e può condurre anche ad una pseudomorfosi completa, in modo che un individuo di enstatite può esser così trasformato in un feltro di laminette talcose, oppure anche in un solo individuo di talco. Nell'iperstene di alcune andesiti è stato osservato un arrossamento periferico di natura non ancora ben determinata. Finalmente, in modo speciale nei pirosseni delle rocce effusive, si può aver una trasformazione completa, che conduce a pseudomorfosi per parte di un miscuglio di carbonati, prodotti ferruginosi, quarzo ed opale.

In sezione sottile questi pirosseni, se inalterati, hanno un notevole rilievo, che aumenta dall'enstatite all'iperstene; nelle sezioni normali a [001] si vedono nettissimi i due sistemi di tracce di sfaldatura prismatica, incrociantisi ad angolo quasi retto e, eventualmente, un altro sistema di tracce, quelle {100}, bisecanti l'angolo delle prime, mentre in quelle della zona [001], si ha, in ogni caso, un solo sistema di tracce. Il pleocroismo è nettissimo per l'iperstene, poco sensibile nella bronzite, mancante nell'enstatite: nel primo le sezioni basali, riconoscibili, come ho detto, dalla presenza delle due sfaldature ad angolo retto, dànno i colori bruno-rosso (α) o giallo-

rosso (β) quando una delle due diagonali del reticolato di sfaldatura coincide con la sezione principale del polarizzatore; le sezioni longitudinali, e quindi con un solo sistema di tracce, dànno un color verde (γ) quando le tracce di sfaldatura son parallele alla sezione principale del nicol, un altro colore, variabile con l'orientazione del taglio, in direzione perpendicolare. Nella bronzite le sezioni basali non son sensibilmente pleocroiche (α = β = giallognolo-incoloro), quelle longitudinali sì, con colorazione verdolina (γ) parallelamente alla sfaldatura.

Le sezioni {100} hanno birifrazione massima, con colori di interferenza simili a quelli del quarzo per l'enstatite, più alti, fino al giallo o giallo-aranciato per l'iperstene; le altre sezioni hanno colori d'interferenza più bassi e in quelle basali, che ho detto prima come si riconoscano, l'osservazione conoscopica mostra la figura d'interferenza delle sostanze biassiche normali ad una bisettrice positiva, e precisamente acuta se si tratta di enstatite o di bronzite, ottusa se di iperstene.

I concrescimenti lamellari con pirosseni monoclini prima ricordati, si notano, a nicol incrociati, per la diversità dei colori d'interferenza nelle lamine dei due minerali ed anche per la differenza di estinzione, fuorchè nelle sezioni della zona [010] nelle quali i due minerali estinguono contemporaneamente a 0°.

L'alterazione bastitica dà subito nell'occhio, per la forte diminuzione della rifrazione che conduce ad una totale assenza di rilievo.

Ad un esame poco accurato i pirosseni trimetrici possono scambiarsi con quelli monoclini, con i quali per alcuni caratteri morfologici, hanno notevoli analogie. Il riconoscimento si basa sulla birifrazione generalmente più bassa, sulle estinzioni a 0° nelle se-

zioni longitudinali, sulla figura d'interferenza centrata nelle sezioni basali nonchè, eventualmente, sul caratteristico pleocroismo. L'uno dall'altro i tre pirosseni si riconoscono per l'altezza del colore d'interferenza e per il pleocroismo, ma dato che si tratta di una serie di miscele, non sempre sarà possibile una diagnosi esatta.

Enstatite, bronzite ed iperstene si trovano, spesso abbondanti, in rocce abissali varie, specialmente gabbriche e peridotitiche, nonchè nelle serpentine derivate da queste ultime. Anche in rocce effusive dei tipi più vari, trachiti, andesiti, basalti, ecc., sono assai frequenti; negli scisti cristallini si trova l'iperstene in gneiss e granuliti di varia provenienza, e finalmente pirosseni trimetrici sono citati anche per rocce di contatto, specialmente se ricche di quarzo, e per inclusi quarziferi nelle rocce effusive.

NATROLITE. – $Na_2\ Al_2\ Si_3\ O_{10} . 2\ H_2\ O$; considerata come un metasilicato basico. Contiene per lo più piccole quantità di Ca e K.

Facilmente fusibile al cannello; gelatinizza con gli acidi.

Nelle rocce per lo più pseudomorfica di altri minerali, in aggregati fibrosi paralleli, fibroso-raggiati, sferulitici, od anche in fibre irregolarmente associate; allungamento delle fibre parallelo a *c* od anche, in rarissimi casi, a *b*.

Sfaldatura {110} raramente visibile in sezione per la minutezza delle fibre; quando è visibile si nota, nelle sezioni trasversali, che i due sistemi di strie fanno angolo di circa 91°.

P. sp. 2,2; D. 5,5.

Incolora, bianca, giallognola, rossastra; lucentezza vitrea, talora tendente alla madreperlacea nelle varietà fibrose. In sezione incolora.

Rifrazione molto bassa, birifrazione, positiva, media:

$$\alpha = 1{,}475, \ \beta = 1{,}479, \ \gamma = 1{,}489;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}013, \ \gamma - \beta = 0{,}010, \ \beta - \alpha = 0{,}004.$$

$2V = 62^{\circ} \frac{1}{4}$; dispersione $r < v$.
Orientazione:

$$a = \alpha, \quad b = \beta, \quad c = \gamma,$$

quindi piano degli assi ottici {010} e bisettrice acuta normale a {001}.

In sezione sottile buona trasparenza, se la fibrosità non è molto minuta; colori d'interferenza massimi gialli o giallo-aranciati di I ordine. Le associazioni sferulitiche, a luce parallela e nicol incrociati, dànno una croce nera con le braccia parallele alle sezioni principali dei nicol, che non cambia di aspetto nè di posizione ruotando la piattaforma; sovrapponendo alla lamina, nell'apposita apertura, il gesso a rosso di I ordine si ha, nei quattro quadranti, la medesima disposizione di colori che si osserva, col gesso stesso, nelle figure d'interferenza uniassiche positive normali all'asse, il che ci dice che l'allungamento delle fibre è positivo (γ).

Riconoscimento facile; può scambiarsi con altre zeoliti, molto meno frequenti nelle rocce, in particolare con la *scolecite* che è però monoclina con allungamento negativo. In alcuni casi anche la natrolite sembra aver simmetria monoclina, ed allora le fibre allungate secondo *c* estinguono non a 0°, ma a circa 5°.

La natrolite è un minerale, di origine secondaria, assai frequente nelle rocce eruttive, specialmente in quelle basiche; riempie pori o cavità amigdalari nei basalti e nelle fonoliti, e si trova anche in pseudomorfosi, specialmente della nefelina.

Gruppo degli anfiboli trimetrici. – (Mg, Fe) Si O_3 per l'*antofillite*; nella *gedrite* si hanno anche notevoli quantità (fino al 22 %) di Al_2 O_3; in ambedue spesso quantità variabili, sempre piccole, di acqua. Alcune antofilliti contengono fino al 16 % di Mn O.

Al cannello difficilmente fusibili; inattaccabili dagli acidi, salvo HF.

Abito prismatico allungato ({110}, {100}, {010}) senza terminazione regolare; aggregati fascicolari, a ventaglio, raggiati.

Sfaldatura {110} perfetta che, nelle sezioni normali a [001], dà due sistemi di strie nettissime ad angolo di circa 125°; sfaldatura {010} meno netta e {100} variabile, talora evidente come quella prismatica e più. Frequente divisibilità trasversale.

Concrescimenti lamellari con anfiboli monoclini non rari, in modo che *c* e *b* dei due minerali son paralleli.

P. sp. 3,1; D. 5,5.

Colore verde, grigiastro, bruno, rosso; lucentezza vitrea, talora madreperlacea sulle facce di sfaldatura. In sezione incolore o leggermente colorate con:

$\alpha = \beta =$ incoloro o giallino chiaro,
$\gamma =$ bruniccio.

Rifrazione media; birifrazione generalmente alta, ora positiva, ora negativa, talora variabile in uno stesso cristallo con la lunghezza d'onda.

$$\alpha = 1{,}619\text{-}1{,}668,\quad \beta = 1{,}630\text{-}1{,}642,$$
$$\gamma = 1{,}640\text{-}1{,}685;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}017\text{-}0{,}024,\quad \gamma - \beta = 0{,}008\text{-}0{,}015,$$
$$\beta - \alpha = 0{,}009\text{-}0{,}013.$$

Lo studio comparativo di diverse antofilliti sembra mostrare che il valore di γ cresce con la quantità di (Fe, Mn) Si O_3.

2 V assai variabile: generalmente intorno a 90°, ma sono stati misurati, attorno a γ, valori che vanno da 74° a 123°20′. La dispersione è sempre $r < v$ attorno a γ e quindi, se considerata rispetto alla bisettrice acuta, $r < v$ nei cristalli +, $r > v$ nei —.

Orientazione:

$$a = \alpha, \quad b = \beta, \quad c = \gamma,$$

e quindi piano degli assi ottici {010}, bisettrice acuta normale a {001} nei cristalli positivi, ad {100} nei negativi; allungamento positivo.

Alterazione comune in talco; è stata osservata però, per l'antofillite di alcune serpentine del M. Capanne (Elba), una trasformazione in serpentino che può esser completa e che, in tal caso, è identica alla bastitizzazione dei pirosseni trimetrici.

In sezione sottile medio rilievo e colori d'interferenza massimi, in sezioni {010}, un po' variabili, a seconda dei casi, dal rosso o rosso-violaceo di I ordine all'azzurro-verdastro o verde di II.

La natura anfibolica di questi minerali è chiaramente rivelata dalla sfaldatura prismatica, con reticolato a losanga nelle sezioni normali all'allungamento; dagli anfiboli monoclini essi si distinguono facilmente per l'orientazione ottica e cioè per l'estinzione retta nelle sezioni {010}, riconoscibili per la birifrazione massima, e in tutte quelle della zona prismatica, e per la figura d'interferenza centrata in quelle normali a [001]. Dai termini con piccolo valore dell'estinzione nella zona [001], come il glaucofane, si riconoscono perchè questi sono azzurri anche in sezione.

L'antofillite è certamente minerale originario in alcune peridotiti e si trova anche in serpentine peridotitiche; essa e la gedrite sono minerali, non troppo comuni, di scisti cristallini di vario tipo, gneiss o,

più di frequente, anfiboliti, cloritoscisti, e simili; l'antofillite è citata come minerale di contatto ed anche come secondaria da olivina.

LAWSONITE. – $H_4\ Ca\ Al_2\ Si_2\ O_{10}$; considerata come metasilicato basico.

Facilmente fusibile al cannello; inattaccabile da H Cl.

Nelle rocce abito, per lo più, tabulare secondo {001}.

Geminazione secondo {110} frequente, anche polisintetica.

Sfaldatura facile secondo {010} ed assai facile secondo {001}; sfaldatura {110} qualche volta visibile in sezioni basali molto sottili.

P. sp. 3,1; D. 6.

Grigia o grigio-azzurrognola con distribuzione dei colori a fasce parallele ad {110}; lucentezza vitrea. In sezione incolora.

Rifrazione distinta e birifrazione, positiva, alta:

$$\alpha = 1{,}665,\ \beta = 1{,}669,\ \gamma = 1{,}684,$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}019,\ \gamma - \beta = 0{,}015,\ \beta - \alpha = 0{,}004.$$

$2\ V = 84^o$; dispersione forte $r > v$.

Orientazione:

$$a = \alpha,\ b = \beta,\ c = \gamma,$$

quindi piano degli assi ottici {010}, bisettrice acuta normale a {001}.

In sezione sottile rilievo notevole e colori d'interferenza piuttosto elevati, tranne nelle sezioni basali; caratteristica la geminazione polisintetica.

Riconoscimento facile.

Come minerale secondario da plagioclasi basici, è assai diffusa nei gabbri e diabasi metamorfici, e nelle anfiboliti, prasiniti, ecc., spesso appunto derivate da tali rocce; caratteristico è il fatto che la lawsonite

si trova quasi sempre in rocce contenenti anfiboli alcalini.

La *carfolite* potrebbe considerarsi come una lawsonite di manganese, avendo la formula H_4 Mn Al_2 Si_2 O_{10}. Essa è per lo più aciculare, in aggregati paralleli o divergenti, a pennelli, ecc.; da molti è ritenuta monoclina. Sfaldabile facilmente secondo {010}, è incolora o giallognola in sezione, e, se colorata, pleocroica con $\alpha = \beta =$ giallo, giallo-verde, $\gamma =$ incoloro. $\beta = 1,627$, $\gamma - \alpha = 0,022$, segno della birifrazione negativo; $a = \beta$, $b = \alpha$, $c = \gamma$, e quindi piano degli assi {100} e bisettrice acuta normale a {010}. 2 V = 60°. Talvolta è molto simile alla sillimanite dalla quale, in certi casi, mal si distingue al microscopio. Come vero minerale di rocce, è stata trovata in alcuni scisti sericitici.

SILLIMANITE (Fibrolite). – Al_2 Si O_5; ha la stessa composizione e, verosimilmente, anche la medesima costituzione, dell'andalusite; un poco di Fe''' può sostituire Al.

Infusibile al cannello; inattaccabile dagli acidi.

Abito prismatico, allungato secondo [001], aciculare, troncato od appuntato agli estremi; aggruppamenti feltrati di aciculi.

Sfaldatura facile {010}; fessure trasversali, irregolari, frequentissime.

P. sp. 3,2; D. 6,5.

Grigia, bianca, brunastra, verdognola; lucentezza vitrea quasi subadamantina. In sezione per lo più incolora.

Rifrazione distinta ma un po' variabile, birifrazione, positiva, alta. Come valori medi possono considerarsi:

$$\alpha = 1,657, \ \beta = 1,658, \ \gamma = 1,677;$$
$$\gamma - \alpha = 0,020, \ \gamma - \beta = 0,019, \ \beta - \alpha = 0,001.$$

$2V = 20°-31°$; dispersione forte $r > v$.

Orientazione:

$$a = \alpha, \quad b = \beta, \quad c = \gamma \text{ (1)}$$

e quindi piano degli assi ottici {010}, bisettrice acuta normale a {001}.

In sezione sottile notevole rilievo e colori d'interferenza alti, nelle sezioni longitudinali, azzurri di II ordine o giù di lì; colori bassissimi nelle sezioni trasversali che però sono, per lo più, estremamente piccole. Molto spesso alcune proprietà, come sfaldatura, figura d'interferenza, ecc., non si possono osservare a cagione della estrema minutezza degli aciculi.

Riconoscimento facile sia per l'aspetto caratteristico, sia perchè il segno positivo dell'allungamento, che quasi sempre si può determinare con sicurezza, distingue la sillimanite da molti minerali con proprietà vicine.

Quando, ciò che avviene di rado, si trova in rocce eruttive, sembra esser sempre esogena; comune negli scisti cristallini, in particolare di tipo gneissico, più raramente in anfiboliti o simili. È generalmente scarsa nelle rocce di contatto.

Un minerale molto simile alla sillimanite è la *mullite* ($Al_6 Si_2 O_{13}$); essa ha rifrazione e birifrazione, positiva, un po' più basse ed angolo degli assi ottici notevolmente più grande:

$$\alpha = 1{,}642, \quad \gamma = 1{,}654; \quad \gamma - \alpha = 0{,}012.$$

$2V = 45°-50°$.

Orientazione:

$$a = \alpha, \quad b = \beta, \quad c = \gamma.$$

(1) Secondo l'orientazione di Spencer che dà, alla sfaldatura, il simbolo {010}. Secondo altri autori invece la sfaldatura sarebbe {100} e quindi l'orientazione $a = \beta$, $b = \alpha$, $c = \gamma$.

La mullite, che è il costituente principale delle porcellane, si trova in alcuni basalti che hanno assorbito rocce siliceo-argillose e negli inclusi di tali rocce nei basalti stessi.

È da notare però che ricerche di questi ultimi tempi, tendono ad escludere che la mullite sia una specie minerale: si tratterebbe di $Al_2 O_3$ disperso in un edificio cristallino fibroso di sillimanite.

DUMORTIERITE. – $H Al_8 B Si_3 O_{20}$; considerata come ortosilicato basico e contenente piccole quantità di Ti ed Fe.

Infusibile al cannello; inattaccabile dagli acidi.

Abito aciculare; aggregati fascicolari, spesso molto minuti, paralleli o divergenti; frequenti geminati, anche polisintetici, secondo {210} (1).

Sfaldatura assai facile secondo {100}, difficile secondo {210}; divisibilità trasversale.

P. sp. 3,3; D. 7.

Azzurra o brunastra, più di rado biancastra, rosea, verde; lucentezza vitrea. In sezione mostra notevole pleocroismo:

α = azzurro intenso, $\beta = \gamma$ = incoloro o giallognolo;

in altri casi α ha colore diverso, verde o rosso, ma sempre si ha $\alpha > \beta$ e γ.

Rifrazione alta; per essa e per la birifrazione, sempre negativa, vengono dati valori notevolmente diversi fra di loro:

$$\alpha = 1{,}659\text{-}1{,}678,\ \beta = 1{,}684\text{-}1{,}691,$$
$$\gamma = 1{,}686\text{-}1{,}692;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}011\text{-}0{,}027,\ \gamma - \beta = 0{,}001\text{-}0{,}003,$$
$$\beta - \alpha = 0{,}008\text{-}0{,}025.$$

(1) Secondo il rapporto parametrale di Schaller; altri attribuiscono invece a questa forma il simbolo {110}.

2 V = 30°-40°; dispersione forte, secondo alcuni $r > v$, secondo altri $r < v$.

Orientazione:

$$a = \gamma, \quad b = \beta, \quad c = \alpha,$$

e quindi piano degli assi ottici {010}, bisettrice acuta normale a {001}, allungamento negativo.

La dumortierite può scambiarsi con alcune varietà azzurre di tormalina, dalle quali però si distingue, oltre che per la biassicità, per il fatto che in essa il massimo dell'assorbimento si ha quando l'allungamento coincide con la sezione principale del polarizzatore, mentre nella tormalina avviene il contrario.

Minerale, piuttosto raro, di alcune pegmatiti; è stato trovato anche in scisti cristallini (gneiss, kinzigiti) ed in rocce metamorfosate per contatto.

THOMSONITE. – $(Ca, Na_2)\ Al_2\ (Si\ O_4)_2 . 2\frac{1}{2}\ H_2\ O$.

Facilmente fusibile al cannello; gelatinizza con H Cl.

Come minerale delle rocce, abito per lo più lamellare allungato secondo [001], in aggregati radiali.

Sfaldatura facile secondo {010} e {100}; tracce di separabilità trasversale.

P. sp. 2,3-2,4; D. 5,5.

Bianco-nivea, rossiccia, verde; lucentezza vitrea o più o meno madreperlacea. In sezione incolora.

Rifrazione molto debole, birifrazione, positiva, molto forte:

$$\alpha = 1{,}497, \quad \beta = 1{,}503, \quad \gamma = 1{,}525;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}028, \quad \gamma - \beta = 0{,}022, \quad \beta - \alpha = 0{,}006.$$

2 V = 54° per il rosso; dispersione molto forte $r < v$.

Orientazione:

$$a = \alpha, \quad b = \gamma, \quad c = \beta,$$

quindi piano degli assi ottici {001} e bisettrice acuta normale a {010}.

In sezione sottile mancanza di rilievo e colori d'interferenza vivaci, del II ordine, tranne nelle sezioni {010}.

L'alta birifrazione insieme alla rifrazione bassa sono caratteristiche di questo minerale, che si trova nelle stesse rocce della natrolite.

PREHNITE. – $H_2 Ca_2 Al_2 (Si O_4)_3$; spesso contiene piccole quantità di Fe'''.

Facilmente fusibile al cannello a dare un vetro bolloso; lentamente attaccabile da H Cl.

Nelle rocce abito tabulare secondo la base, con {110} e {010} molto ridotta; le lamine, per lo più irregolari, sono riunite parallelamente, o divergenti, a ventaglio od a rosetta; aggregati di individui allungati secondo [100] o [010].

Sfaldatura {001} facile.

P. sp. 2,9; D. 6,5.

Incolora o verdolina; lucentezza vitrea, tendente alla madreperlacea sulla base. In sezione incolora.

Rifrazione media, birifrazione, positiva, molto forte:

$$\alpha = 1{,}616, \quad \beta = 1{,}626, \quad \gamma = 1{,}649;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}033, \quad \gamma - \beta = 0{,}023, \quad \beta - \alpha = 0{,}010.$$

In alcuni casi rifrazione e birifrazione leggermente più basse.

$2\,V = 69^\circ \tfrac{1}{2}$; dispersione debole, ora $r > v$, ora $r < v$.

Orientazione:

$$a = \alpha, \quad b = \beta, \quad c = \gamma,$$

quindi piano degli assi ottici parallelo a {010}, bisettrice acuta normale a {001}.

La prehnite presenta spesso notevoli anomalie ottiche; a nicol incrociati le lamine non estinguono mai e col ruotar della piattaforma cambiano i colori d'interferenza che, in sezioni molto sottili, sono anomali, azzurro-cupi o bruni; è frequente un accenno a struttura graticolata simile a quella del microclino; le figure d'interferenza a luce convergente appaiono distorte e con dispersione incrociata. Questi fenomeni sono stati spiegati ammettendo una sovrapposizione di lamelle incrociantisi.

Quando ha contegno ottico normale, la prehnite mostra un certo rilievo e colori d'interferenza vivaci, del II ordine; le sezioni basali, riconoscibili per la mancanza di sfaldatura e per i colori d'interferenza piuttosto bassi, bianco-giallastri di I ordine, dànno, a luce convergente, l'emergenza della bisettrice acuta positiva. Il riconoscimento in questo caso, come anche quando essa presenta contegno anomalo, è facile.

Si trova, come minerale secondario, in rocce effusive basiche, molto più di rado in graniti ed altre rocce acide; è presente anche in alcuni scisti cristallini, gneiss, anfiboliti, rocce wollastonitiche, calcari e dolomie cristalline; anche in calcari di contatto.

HUMITE. – $[Mg(F, OH)]_2 Mg_5 (Si O_4)_3$ con parziale sostituzione di Fe ad Mg. È il solo termine trimetrico di una serie di minerali monoclini.

Infusibile al cannello; gelatinizza con gli acidi.

Granuli rotondeggianti od ovoidali; non rare le geminazioni secondo {107} e {307} (1), lamellari o per compenetrazione.

(1) Alcuni autori (Dana) invertono la posizione dei due assi orizzontali e quindi invece dei simboli surriportati dànno {017} e {037}. Naturalmente è diversa con le due orientazioni anche quella ottica.

Sfaldatura {001} visibile in sezioni molto sottili; frequenti le fratture irregolari.

P. sp. 3,2; D. 6,5.

Bianca, giallognola, castagna, bruna; lucentezza vitreo-resinosa. In sezione incolora, o giallognola e allora con:

$$\alpha = \text{giallo-oro},$$
$$\beta = \gamma = \text{incoloro o giallognolo}.$$

Rifrazione media, birifrazione, positiva, molto alta:

$$\alpha = 1{,}617, \quad \beta = 1{,}624, \quad \gamma = 1{,}652;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}035, \quad \gamma - \beta = 0{,}028, \quad \beta - \alpha = 0{,}007.$$

Secondo altri dati, con valori simili di $\gamma - \alpha$ si avrebbe $\beta = 1{,}643$.

2 V = 68°; dispersione debole $r > v$.

Orientazione:

$$a = \alpha, \quad b = \gamma, \quad c = \beta,$$

e quindi piano degli assi ottici {001}, bisettrice acuta normale a {010}.

In sezione sottile sensibile rilievo e colori d'interferenza in generale elevati, sulla fine del II o sul principio del III ordine.

L'humite incolora è molto rassomigliante all'olivina; può distinguersene per la geminazione, presente talora nella humite, molto rara nell'olivina; altro carattere distintivo è dato dalla posizione della traccia del piano degli assi ottici rispetto alle strie di sfaldatura, parallela nell'humite, perpendicolare a quella più facile nell'olivina. Se questo carattere non sia determinabile, la distinzione può esser impossibile. Per il riconoscimento dell'humite dai termini monoclini della serie v. questi.

Minerale, piuttosto raro, di dolomie e calcari cristallini e metamorfici per contatto.

GRUPPO DELL'OLIVINA. – $(Mg, Fe)_2 Si O_4$. Miscele, in proporzioni variabili, dei due silicati $Mg_2 Si O_4$ (*Forsterite*) ed $Fe_2 Si O_4$ (*Fajalite*); i due termini estremi sono rari, frequenti invece le miscele intermedie che se contengono il 7-20% Fe O si chiamano *olivina* o *peridoto* o *crisolito*; le varietà più ferrifere son dette anche *jalosiderite*. Sono talora presenti piccole quantità di Mn e piccolissime di Ni.

È poi da notare che in alcune olivine inalterate è stata riscontrata, con ricerche molto accurate, una certa quantità di acqua, in media circa 0,7%, sulla natura della quale può dirsi ben poco; del resto non è forse superfluo ricordare che le nostre conoscenze sulla funzione dell'acqua nei silicati, sono ancora assai deficienti.

Infusibili al cannello le varietà poco ferrifere, quelle ricche di ferro fondono invece producendo un vetro nero magnetico; gelatinizzano con H Cl o $H_2 SO_4$, tanto più facilmente quanto più ferrifere.

Abito vario: nelle rocce abissali quasi sempre granuli irregolari; nelle rocce effusive interclusi di primo tempo ben individuati, prismatici tozzi, o tabulari spessi secondo {100} o {010}; cristalli allungati secondo [001] non frequenti. Forme più comuni: {100}, {010}, {110}, {001}, {101}, {021}, {111}; la base e la bipiramide {111} spesso mancanti. Nelle rocce effusive ricche di vetro sono assai diffuse forme scheletriche varie, per lo più a doppia forca. Relativamente frequenti le corrosioni magmatiche.

Geminazioni secondo varie leggi, sempre rare nel peridoto delle rocce.

Sfaldatura {010} non troppo perfetta, spesso visibile in sezione con poche tracce interrotte; più difficili secondo {001} ed {100}; molto frequenti le fratture irregolari.

P. sp. varia, aumentando col tenore di ferro, fra 3,2 e 4,3 (valori teorici); D. 7.

Inclusioni varie; in alcuni gabbri abbondantissime, minute, probabilmente di ilmenite, talora così stipate da rendere il minerale addirittura opaco; in certi basalti l'olivina include laminette ilmenitiche, o meglio, è concresciuta con esse in modo che le lamine son disposte parallelamente ad {100} dell'ospite ed in alcuni casi i due minerali formano un reticolato regolare.

Colore vario, per lo più nei toni del verde; anche brunastro o, per alterazione, rosso; lucentezza vitrea. In sezione, se fresca, incolora o, di rado, leggermente verdolina.

Rifrazione e birifrazione molto forti; quest'ultima è di segno variabile con la composizione, positiva nei termini contenenti fino a circa 12 % Fe O, negativa in quelli più ferriferi:

$$\alpha = 1{,}636\text{-}1{,}824,\quad \beta = 1{,}652\text{-}1{,}864,$$
$$\gamma = 1{,}670\text{-}1{,}874;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}033\text{-}0{,}050,\quad \gamma - \beta = 0{,}008\text{-}0{,}020,$$
$$\beta - \alpha = 0{,}016\text{-}0{,}041.$$

I valori più bassi degli indici si riferiscono a termini magnesiaci, i più alti ai ferriferi.

2 V, attorno ad α, variabile fra 94° per la forsterite e 50° per la fajalite; i termini comuni nelle rocce hanno sempre angolo grande; dispersione piccola, $r > v$ attorno ad α e quindi variabile con il segno della birifrazione se osservata normalmente alla bisettrice acuta.

Orientazione:

$$a = \gamma,\quad b = \alpha,\quad c = \beta,$$

quindi piano degli assi ottici {001}, bisettrice acuta normale ad {100} nei termini positivi, a {010} nei negativi.

Alterazioni frequentissime; la più comune è la trasformazione in serpentino della quale ho già parlato (v. pag. 210). Un'altra trasformazione assai frequente è quella in *iddingsite* (bowlingite) che può condurre anche ad una pseudomorfosi completa. L'iddingsite ha una perfetta sfaldatura di tipo micaceo parallela ad {100} od a {001} della olivina: è di color verde se fresca, gialla o rosso-bruna se ossidata, e, in sezione sottile, mostra un forte pleocroismo nelle sezioni trasversali rispetto alla sfaldatura, dal bruno al giallo-citrino o dal verde-giallognolo intenso al giallo-verde chiaro; le lamine parallele alla sfaldatura hanno pleocroismo poco sensibile. Rifrazione forte ($\beta = 1{,}72\text{-}1{,}74$), birifrazione, per lo più negativa, molto forte ($\gamma - \alpha = 0{,}04\text{-}0{,}05$); 2 V generalmente grande. P. sp. 2,8; D. 2,5. Alcuni considerano l'iddingsite un'antigorite ferrifera; per altri invece essa sarebbe una specie mineralogica distinta, di composizione $MgO \cdot Fe_2O_3 \cdot 3\,SiO_2 \cdot 4\,H_2O$, con eventuale sostituzione di Ca a parte di Mg e di Al ad Fe, e non avrebbe niente a che fare con l'antigorite. Finalmente esisterebbe anche un'iddingsite senza magnesio, $3\,FeO \cdot 2\,SiO_2 \cdot 2\,H_2O$, quasi uniassica, negativa, a rifrazione assai più bassa ($\beta = \gamma = 1{,}630$).

Meno comune, ma pure assai frequente, è una trasformazione dell'olivina in anfibolo actinolitico o tremolitico, detta pilitica: essa fu osservata dapprima per gli interclusi olivinici di filoni lamprofirici di rocce alcali-calciche, poi per alcune diabasi oliviniche; posteriormente fu descritta per le peridotiti del M. Capanne dove è comunissima e conduce, in alcuni casi, alla completa trasformazione di peridotiti in rocce costituite quasi esclusivamente di anfibolo.

Sono state descritte anche delle trasformazioni di olivina in antofillite ed in pirosseni diopsidici. Sono

note, finalmente, anche trasformazioni in talco ed in biotite.

Di origine diversa è una trasformazione chelifitica periferica in minerali anfibolici o simili, alla quale sembrano prender parte anche i minerali a contatto con il peridoto e che è ritenuta formata durante il periodo di consolidazione della roccia.

Assai diffusa, specialmente nelle rocce basaltiche, è la sostituzione, parziale o completa, di ciascun individuo di peridoto (probabilmente si tratta di termini ricchi di ferro) con una sostanza di color giallo-rosso intenso, a volte isotropa, a volte anisotropa; in alcuni casi si tratta di prodotti ferrugginosi colloidali, in altri di sostanza ancora non bene identificata, birifrangente biassica, senza pleocroismo, nonostante l'intensa colorazione, con angolo assiale medio e birifrazione positiva.

È ritenuta generalmente di origine superficiale la sostituzione dell'olivina per parte di una mescolanza di carbonati, limonite, quarzo o calcedonio od opale; è molto verosimile però che la formazione di magnesite, eventualmente con opale, possa avvenire direttamente dal peridoto, nel qual caso, invece che di un'alterazione superficiale, si tratta del resultato di azioni posteruttive idrotermali.

In sezione il peridoto mostra netto rilievo e sagrinatura; se si tratta di cristalli idiomorfi, si hanno contorni, per lo più, ottagonali in sezioni trasverse, esagoni in sezioni longitudinali. Colori d'interferenza molto elevati, del II e III ordine; a luce convergente si può constatare che la traccia del piano degli assi ottici è normale alle tracce di sfaldatura {010}, le meglio riconoscibili in sezione.

Si può assai facilmente scambiare con alcuni pirosseni, e questo specialmente in assenza di contorno cristallino, o se si tratti di piccoli granuli. Caratteri

distintivi sono l'usuale mancanza di colore nel peridoto, mentre i pirosseni son di rado interamente scoloriti e la presenza, in questi ultimi, della caratteristica sfaldatura prismatica. Per la distinzione dalle humiti v. queste. Il riconoscimento dei vari termini del gruppo fra di loro, in sezione, è spesso impossibile; il segno della birifrazione serve a dividere le miscele più magnesiache da quelle molto ferrifere, ma è difficilmente determinabile nei termini con 2 V vicino a 90°, che sono i più comuni nelle rocce.

La forsterite, come ho già accennato, non è un minerale comune; si trova quasi esclusivamente in calcari cristallini e di contatto.

L'olivina è minerale molto diffuso nelle rocce eruttive basiche, raro in quelle acide; nelle rocce abissali, gabbri, peridotiti, ecc., e nei noduli olivinici di quelle effusive, si trovano generalmente termini poco ferriferi, mentre nelle rocce effusive, diabasi, basalti, basaniti, ecc., si hanno miscele ricche di ferro, jalosideriti o fajaliti addirittura. In queste è generalmente minerale di primo tempo e costituisce interclusi più o meno riassorbiti, ma non è raro che si abbia il peridoto anche nella massa fondamentale. Negli scisti cristallini l' olivina, più o meno abbondante, può trovarsi nelle anfiboliti, pirosseniti e simili; generalmente rara nelle rocce di contatto.

La *monticellite*, $Ca\,Mg\,Si\,O_4$, si ravvicina molto, morfologicamente, ai minerali del gruppo del peridoto, ma è considerata come un sale doppio. Non presenta sfaldatura, è incolora, otticamente negativa, con:

$$\alpha = 1{,}650, \quad \beta = 1{,}662, \quad \gamma = 1{,}668;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}018, \quad \gamma - \beta = 0{,}006, \quad \beta - \alpha = 0{,}012.$$

$2V = 37^\circ \frac{1}{2}$ (1); dispersione $r > v$.

Orientazione:

$$a = \gamma, \quad b = \alpha, \quad c = \beta,$$

e quindi piano degli assi ottici {001}, bisettrice acuta normale a {010}.

Si trova, raramente, in rocce eruttive filoniane di tipo lamprofirico, come orlo attorno a cristalli di olivina e di augite ed anche nella massa fondamentale delle rocce stesse; più frequente in calcari di contatto.

ANIDRITE. – $Ca\,SO_4$.

Fusibile al cannello; solubile in $H\,Cl$ ma lentamente; in presenza di acqua si trasforma in gesso.

Abito granulare o spatico, più di rado fibroso.

Geminazione lamellare secondo {101} non rara.

Sfaldatura facile secondo i tre pinacoidi nell'ordine {001}, {010}, {100}.

P. sp. 2,9; D. 3,5.

Bianca, grigia, rossastra; lucentezza madreperlacea o vitreo-madreperlacea. In sezione incolora.

Rifrazione media, birifrazione, positiva, molto alta:

$$\alpha = 1{,}570, \quad \beta = 1{,}576, \quad \gamma = 1{,}614;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}044, \quad \gamma - \beta = 0{,}038, \quad \beta - \alpha = 0{,}006.$$

$2V = 43^\circ \, ^3/_4$; notevole dispersione $r < v$.

Orientazione:

$$a = \gamma, \quad b = \beta, \quad c = \alpha,$$

quindi piano degli assi ottici {010}, bisettrice acuta normale ad {100}.

In sezione sottile mediocre rilievo e colori d'in-

(1) In una monticellite è stato trovato $2V = 70^\circ$ circa ed in quella sintetica $2V = 90^\circ$ circa.

terferenza vivaci del III ordine, meno nelle sezioni {100} le quali sono grigie e mostrano, a luce convergente, l'emergenza della bisettrice acuta positiva.

Rassomiglia molto alla muscovite, dalla quale si riconosce per la presenza di più sistemi di tracce di sfaldatura.

Eccezionale nelle rocce eruttive; accompagna talvolta il salgemma nei suoi giacimenti ed è presente nelle rocce argillose con essi connesse; in banchi intercalati fra gli scisti cristallini ed anche fra calcari terziari (Larderello).

DIASPORO. – Al O.OH.

Infusibile al cannello; inattaccabile dagli acidi.

Abito tabulare secondo {010}; scaglioso, lenticolare, o allungato secondo *c*.

Sfaldatura facilissima secondo {010}; fratture trasversali a {010}.

P. sp. 3,4; D. 6,5.

Bianco, grigiastro, verdognolo o bruno; lucentezza vitrea, madreperlacea su facce di sfaldatura. In sezione incoloro, o bruniccio ma senza sensibile pleocroismo.

Rifrazione forte e birifrazione, positiva, molto forte:

$$\alpha = 1{,}702, \quad \beta = 1{,}722, \quad \gamma = 1{,}750;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}048, \quad \gamma - \beta = 0{,}028, \quad \beta - \alpha = 0{,}020.$$

2 V = 84°-85°; dispersione debole $r < v$.

Orientazione:

$$a = \gamma, \quad b = \beta, \quad c = \alpha,$$

quindi piano degli assi ottici {010}, bisettrice acuta normale ad {100}.

Minerale assai raro che si trova talvolta, come prodotto secondario, in sieniti e trachiti alterate,

in alcune rocce di contatto, scisti cristallini, ed anche, secondo alcuni, nella terra rossa e ad accompagnare la bauxite.

TALCO. – $H_2 Mg_3 Si_4 O_{12}$; talora con piccole quantità di Fe, Mn, Ni, Cr.

Al cannello si sfoglia ma fonde solo con molta difficoltà sugli angoli; inattaccabile dagli acidi.

Non è certo se sia trimetrico o monoclino; abito pseudoesagonale raramente riconoscibile nelle rocce, dove è lamellare, squamoso, in aggregati a rosetta, sferulitici, feltrati, od anche fibroso.

Sfaldatura {001} perfetta.

P. sp. 2,7; D. 1.

Incoloro, bianco-argentino, verdognolo; lucentezza madreperlacea sulla sfaldatura. In sezione incoloro.

Rifrazione bassa, birifrazione, negativa, molto forte:

$$\alpha = 1{,}539, \quad \beta = \gamma = 1{,}589;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}050, \quad \gamma - \beta = 0{,}000, \quad \beta - \alpha = 0{,}050.$$

In alcuni casi potenza birifrattiva un po' più bassa, fino a 0,035.

Angolo degli assi ottici variabile ma sempre piccolo: $2\,E = 6^0\text{-}40^0$; dispersione notevole $r > v$.

Orientazione ottica:

$$a = \beta, \quad b = \gamma, \quad c = \alpha,$$

quindi piano degli assi ottici {100}, bisettrice acuta normale a {001}.

In sezione sottile debole rilievo e colori d'interferenza elevatissimi, spesso rosei iridati; se in lamine assai grandi, quelle senza sfaldatura e con colori d'interferenza bassissimi, quasi estinte, dànno, a luce convergente, la figura delle sostanze biassiche nor-

mali alla bisettrice acuta negativa, con angolo assiale piccolo o piccolissimo. Negli aggregati sferulitici si ha talora, a luce parallela, la croce nera. Qualche volta si osserva, in lamine basali, un accenno a suddivisione in settori. Generalmente i caratteri ottici si determinano male per la grande minutezza delle lamelle.

Il riconoscimento, nelle sezioni sottili, del talco dalla varietà sericite della muscovite, può esser molto difficile od anche addirittura impossibile.

Nelle rocce eruttive il talco si trova come elemento secondario derivato da silicati di magnesio non, o poco, alluminiferi. Comune in scisti cristallini di tipo vario, nei quali può esser anche componente principale (talcoscisti).

ASTROFILLITE. - R'_4, R''_4 Ti $(Si\,O_4)$? con R' = H, K, Na; R'' = Fe, Mn, Ca, Mg, quest'ultimi due in piccola quantità, e con sostituzione parziale di Zr a Ti.

Facilmente fusibile al cannello a dare uno smalto nero, magnetico; resistenza agli acidi variabile.

Abito tabulare secondo {100} [1], allungato secondo *c* o *b*; aggregati a stella; lamine ed aggregati irregolari.

Sfaldatura {100} perfetta.

P. sp. 3,4; D. 3.

Color giallo-oro o bronzino; lucentezza madreperlacea o semimetallica. In sezione notevole pleocroismo:

α = aranciato scuro,
β = giallo-citrino,
γ = aranciato.

---

(1) Alcuni autori orientano l'astrofillite invertendo gli assi delle x e delle y (Dana).

Forte rifrazione e birifrazione, positiva, molto elevata:

$$\alpha = 1{,}678, \quad \beta = 1{,}703, \quad \gamma = 1{,}733;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}055, \quad \gamma - \beta = 0{,}030, \quad \beta - \alpha = 0{,}025.$$

Angolo assiale grande: vien dato un valore approssimativo di $2\,V = 77^o$; $2\,E_o$ è stato determinato, per la luce bianca, di 160°; dispersione $r > v$.

Orientazione:

$$a = \alpha, \quad b = \gamma, \quad c = \beta,$$

quindi piano degli assi ottici {001}, bisettrice acuta normale a {010}.

Può scambiarsi, per alcuni caratteri, con le miche nere, dalle quali si distingue perchè dalle lamine senza tracce di sfaldatura emerge la bisettrice ottusa, mentre nelle miche si ha l'emergenza di quella acuta di un angolo assiale generalmente molto piccolo.

Minerale esclusivamente di rocce eruttive alcaline, in modo particolare sieniti nefeliniche e connesse.

ARAGONITE. – $Ca\,CO_3$; talora piccole quantità di Sr ed anche di Pb e Zn.

Infusibile al cannello; solubile negli acidi come la calcite.

Nelle rocce aggregati paralleli o divergenti di bacchettine, più di rado masse granulari.

Sfaldatura non visibile in sezione.

P. sp. 2,9; D. 4.

Bianca, grigia, giallognola; lucentezza vitrea tendente alla resinosa sulle fratture; in sezione incolora.

Rifrazione media, birifrazione, negativa, estremamente forte:

$$\alpha = 1{,}530, \quad \beta = 1{,}682, \quad \gamma = 1{,}686;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}156, \quad \gamma - \beta = 0{,}004, \quad \beta - \alpha = 0{,}152.$$

$2\,V = 18^o\,{}^1\!/_4$; dispersione debole.

Orientazione:

$$a = \beta, \quad b = \gamma, \quad c = \alpha.$$

quindi piano degli assi ottici {100}, bisettrice acuta normale a {001}.

In sezione è molto simile alla calcite, dalla quale si distingue per la mancanza di sfaldatura e per la figura d'interferenza biassica nelle sezioni a bassi colori d'interferenza. In difetto dei caratteri suddetti si può ricorrere alla reazione di Meigen, scaldando un poco di polvere, all'ebullizione, con soluzione acquosa diluita di nitrato di cobalto: l'aragonite si colora subito intensamente in violaceo, la calcite resta inalterata.

L'aragonite è minerale secondario di alcune rocce eruttive basiche; forma il cemento di alcuni calcari termali pisolitici, mentre le pisoliti sarebbero di un'altra modificazione del carbonato di calcio (*ktypeite*), e si trova nei calcari organogeni. Col tempo l'aragonite si trasforma in calcite e pertanto, come minerale originario, non si trova in rocce antiche.

BROOKITE. – $Ti\,O_2$ con piccola quantità di $Fe_2\,O_3$. Infusibile al cannello; non attaccata dagli acidi.

Abito tabulare secondo {100}, con {110}, talora {010} e terminazione bipiramidale; idiomorfa anche nelle rocce.

Sfaldatura {110} raramente osservabile in sezione.

P. sp. 4; D. 6.

Colore giallastro, rossastro, bruno, nero; lucentezza adamantino-metallica o semimetallica. In sezione gli stessi colori ma meno intensi, anche quasi incolora.

Rifrazione e birifrazione, positiva, estremamente elevate:

$$\alpha = 2{,}583, \quad \beta = 2{,}586, \quad \gamma = 2{,}741;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}158, \quad \gamma - \beta = 0{,}155, \quad \beta - \alpha = 0{,}003.$$

Fortissima dispersione della birifrazione ($\gamma - \alpha$ per il rosso 0,104).

Angolo degli assi ottici variabile moltissimo con la lunghezza d'onda: $2\,E = 58^o 22'$ per $\lambda = 691\,\mu\mu$; $2\,E = 70^o$ per $\lambda = 486\,\mu\mu$, passando da 0° per il giallo-verde.

Orientazione:

$$a = \gamma,\ b = \alpha,\ c = \beta \text{ per il rosso,}$$
$$a = \gamma,\ b = \beta,\ c = \alpha \text{ per l'azzurro,}$$

quindi bisettrice acuta sempre normale ad {100}, piano degli assi ottici {001} per il rosso, {010} per l'azzurro. A luce bianca, in sezioni spesse, si ha la ben nota figura d'interferenza costituita da quattro sistemi di curve iperboliche; in sezioni sottili il fenomeno è poco netto.

Rassomiglia al rutilo ed alla cassiterite, dai quali spesso si distingue per l'abito tabulare o, quando abbia abito allungato, per la fortissima differenza di birifrazione fra le sezioni {100} e le altre della zona prismatica.

Si trova in rocce varie come elemento secondario, specialmente da minerali micacei; è citata anche in rocce di contatto e sedimentarie.

Capitolo VI.

Minerali monoclini.

Una sezione principale ed un asse dell'indicatrice coincidono rispettivamente con il piano e con l'asse di simmetria.

Tutte le sezioni della zona [010] hanno estinzione retta, le altre invece obliqua e diversa, sebbene generalmente di poco, per le varie lunghezze d'onda.

Le sezioni ad estinzione obliqua mostrano quindi, con evidenza maggiore o minore, a seconda dei casi, angoli di estinzione differenti per i singoli colori e, a luce bianca, estinzione poco netta se non addirittura mancanza di estinzione; il fenomeno è particolarmente intenso nelle sezioni {010}. Per le sezioni {010} le estinzioni, riferite ad *a* od a *c*, si dicono, per convenzione, positive se avvengono nell'angolo ottuso, β, degli assi cristallografici (fig. 80 *a*), negative se avvengono in quello acuto (fig. 80 *b*).

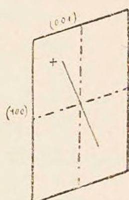


Fig. 80 *a*.

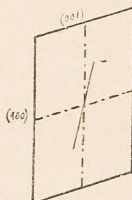


Fig. 80 *b*.

Il piano degli assi ottici è parallelo o normale a {010}; nel primo caso si ha dispersione inclinata degli assi ottici, nell'altro orizzontale se la bisettrice acuta giace nel piano {010}, incrociata se essa coincide con [010]; in altre parole la dispersione sarà inclinata od orizzontale se la bisettrice acuta emerge da un piano di simbolo {m o p} cioè della zona dell'ortoasse, incrociata se essa emerge da {010}.

I cristalli regolarmente sviluppati dànno sezioni a contorno simmetrico solo se tagliati con piani della zona [010].

Le sfaldature sono pinacoidali o prismatiche; nel primo caso i piani di sfaldatura sono paralleli o perpendicolari a {010}, nel secondo sono simmetrici rispetto a {010}. Avremo, al solito, un solo sistema di tracce per le sfaldature pinacoidali, qualunque sia la direzione della sezione, esclusa, s'intende, quella parallela al pinacoide, che non ne mostrerà nessuna; per le sfaldature prismatiche avremo due sistemi di tracce equivalenti, tranne per le sezioni

della zona che ha per asse l'asse del prisma, le quali ne mostreranno uno solo.

SAFFIRINA. – $Mg_5\ Al_{12}\ Si_2\ O_{27}$ con quantità generalmente piccole di Fe'' a sostituire Mg; talora leggermente borifera.

Infusibile al cannello; inattaccabile dagli acidi.

Abito tabulare secondo {010}; aggregati laminari paralleli o quasi.

Sfaldatura {010} raramente osservabile; comuni fratture irregolari, talora parallele.

P. sp. 3,48; D. 7,5.

Azzurra chiara, più di rado verde; lucentezza vitrea. In sezioni un po' spesse:

$$\alpha = \text{incoloro},\ \beta = \gamma = \text{azzurro}$$

oppure, nelle varietà verdi:

$$\alpha = \text{grigio-azzurrognolo chiaro},$$
$$\beta = \text{verde-azzurro scuro},\ \gamma = \text{verde-giallo scialbo}.$$

Rifrazione forte, birifrazione, negativa, bassissima:

$$\alpha = 1{,}705,\ \beta = 1{,}709,\ \gamma = 1{,}711;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}006,\ \gamma - \beta = 0{,}002,\ \beta - \alpha = 0{,}004.$$

2 V = $68^\circ\,^3/_4$; dispersione inclinata netta $r < v$.

Orientazione:

$$b = \beta,\ c : \gamma = -\ 8^\circ\,^1/_2,$$

quindi piano degli assi ottici {010}.

Forte rilievo e colori d'interferenza bassi, anomali, azzurro cupi, specialmente nelle sezioni perpendicolari ad α.

Si distingue da alcuni minerali in parte simili, come la cianite ed alcuni anfiboli, per la mancanza od imperfezione della sfaldatura.

È minerale piuttosto raro, il cui ritrovamento, però, è avvenuto in questi ultimi tempi, con relativa frequenza; si trova in alcune pegmatiti e, più che altro, in piccole lenti fra rocce gneissiche e micascistose; anche in rocce di contatto.

CAOLINO. – $H_4\,Al_2\,Si_2\,O_9$.

Infusibile al cannello; inattaccabile da $H\,Cl$, è scomposto lentamente a caldo da $H_2\,SO_4$, rapidamente da HF.

Abito lamellare pseudoesagonale od a contorno irregolare; aggregati paralleli, a ventaglio od a rosetta; ammassi terrosi opachi che divengono trasparenti se, con riscaldamento in acqua od in balsamo, si scacci l'aria interposta fra le lamelle.

Sfaldatura perfetta secondo {001}.

P. sp. 2,6; D. 2.

Bianco o variamente colorato per impurità; lucentezza madreperlacea nelle lamine cristalline, altrimenti aspetto terroso. In sezione incoloro se trasparente, se no biancastro per riflessione.

Rifrazione bassa, birifrazione bassissima:

$$\alpha = 1{,}561,\ \beta = 1{,}563,\ \gamma = 1{,}567;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}006,\ \gamma - \beta = 0{,}004,\ \beta - \alpha = 0{,}002.$$

Il carattere della birifrazione è stato trovato tanto positivo quanto negativo, 2 V variabile da valori vicini a 0° fino quasi a 90°.

Per l'orientazione ottica si ha $b = \gamma$ e quindi piano degli assi ottici normale a {010}; la posizione degli altri due assi dell'indicatrice sembra esser variabile: per $c : \alpha$ sono dati valori fra $-4°$ e $-13°$; ad ogni modo si ha che da lamelle basali esce, non molto inclinata, la bisettrice negativa.

In sezione sottile, quando la struttura cristallina

sia visibile, ciò che peraltro avviene di rado, si ha debole rilievo e colori d'interferenza bassissimi grigi o grigio-scuri; la sfaldatura si nota nelle sezioni trasversali listiformi o fibrose. Se si tratta di caolino in masse terrose, esso apparisce opaco a luce trasmessa e bianco o bianco-giallastro per riflessione.

Il caolino cristallizzato ha una certa somiglianza con la muscovite, col talco e con l'idrargillite, dai quali tutti si distingue facilmente per la bassa birifrazione.

Sotto il nome di caolino si comprendono tanto il minerale cristallino ora descritto, quanto altre sostanze, colloidali (*sostanza argillosa*) di composizione analoga ma molto probabilmente non costante che, secondo alcuni, sono mescolate spesso al caolino cristallizzato come, del resto, questo sembra trovarsi nelle argille amorfe. Derivano ambedue dalla trasformazione dei feldispati principalmente, ed anche di altri silicati alluminiferi analoghi e possono quindi trovarsi in tutte le rocce che contengono tali minerali e nei prodotti del loro disfacimento. Assai singolare è la presenza di caolino cristallizzato nel cemento di talune arenarie eritree.

Quasi certamente l'origine dei due prodotti è diversa, in quanto che la sostanza argillosa è dovuta all'azione degli agenti esterni, mentre il caolino in senso stretto è, in linea generale, di origine pneumatolitica.

GRUPPO DELLE CLORITI. – Comprende numerosi minerali molto complessi la cui costituzione, in parte almeno, può esser interpetrata come dovuta a miscele dei due silicati $H_4 Mg_2 Al_2 Si O_9$ e $H_4 Mg_3 Si_2 O_9$ dove una parte di Mg può esser sostituita da Fe'' e di Al da Fe''' o Cr'''. Il primo silicato prevale nella

clorite detta *amesite* e per ciò viene indicato con At, l'altro costituisce, come ho detto, il serpentino e si indica con Sp o con Ant. (antigorite).

I termini che si distinguono con questa ipotesi sono:

Pennina	$Sp_3\ At_2 - Sp\ At$
Clinocloro	$Sp\ At - Sp_2\ At_3$
Proclorite	$Sp_2\ At_3 - Sp_3\ At_7$
Corundofillite	$Sp_3\ At_7 - Sp\ At_4$
Amesite	$Sp\ At_4 - At.$

Sono queste le ortocloriti o cloriti vere e proprie, mentre le leptocloriti, più varie e spesso di costituzione incerta, hanno petrograficamente, in generale, importanza minore delle ortocloriti.

Ricerche recenti tendono a portare a 7 il numero dei silicati che entrerebbero nelle miscele, quattro soltanto dei quali però, hanno importanza petrografica e cioè, oltre ai due citati, $H_4\ Fe_2\ Al_2\ Si\ O_9$ (*dafnite*, Dn) e $H_4\ Fe_3\ Si_2\ O_9$ (antigorite ferrifera Fe Ant.).

Le ortocloriti sono difficilmente fusibili al cannello, le leptocloriti invece, in generale, assai facilmente; attaccate più o meno rapidamente dagli acidi.

Come costituenti delle rocce le cloriti si trovano in forma di scagliette o lamelle irregolari, più raramente esagone o trigone, associate fra di loro in modo vario; spesso le lamine sono più o meno sensibilmente incurvate. Talora, specialmente nelle sezioni trasversali, appaiono listiformi o fibrose e posson dare origine a vere e proprie sferuliti.

Geminazioni secondo la legge della mica con piano di unione per lo più {001}, altrimenti un piano press'a poco normale alla base, generalmente incurvato ed

irregolare, ed anche secondo la legge della pennina, con piano di geminazione e di unione {001}.

Sfaldatura basale perfetta.

Frequenti i concrescimenti paralleli con la mica.

P. sp. 2,65-2,97; D. 2,5.

Colore verde di vario tono e di varia intensità, biancastro, grigio-giallastro, bruno, nero, roseo o violaceo nelle varietà cromifere; lucentezza madreperlacea sulla sfaldatura, più di rado vitrea o semimetallica. In sezione raramente incolore, per lo più verde, anche intenso, se no giallastre, brunastre o rosee; pleocroismo sensibile nelle varietà colorate in sezione, con colori vari ma sempre con la tinta delle vibrazioni parallele alla sfaldatura, più intensa di quella delle vibrazioni perpendicolari alla sfaldatura stessa:

$$\alpha = \beta > \gamma.$$

Aureole policroiche frequenti attorno ad inclusioni di zircone, apatite, titanite o di granuletti opachi indeterminati; con le aureole è connessa una variazione locale della birifrazione, in più se questa è negativa, in meno se è positiva.

Rifrazione bassa, birifrazione pure bassa ma variabile di intensità e di segno talora anche in uno stesso cristallo (pennina). Come valori medi si ha:

Clinocloro:

$$\alpha = 1{,}585\text{-}1{,}586, \quad \beta = 1{,}586\text{-}1{,}588,$$
$$\gamma = 1{,}595\text{-}1{,}596;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}010\text{-}0{,}011, \quad \gamma - \beta = 0{,}008\text{-}0{,}010,$$
$$\beta - \alpha = 0{,}000\text{-}0{,}003.$$

Pennina:

$$\alpha = 1{,}575\text{-}1{,}582, \quad \gamma = 1{,}576\text{-}1{,}583;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}001\text{-}0{,}003.$$

Secondo altri dati i tipi di interesse petrografico avrebbero:

	Pennina	(—)	1,56-1,58	0,000-0,004
	»	(+)	1,57-1,60	0,000-0,004
(1)	Ripidolite	(+)	1,60-1,62	0,000-0,004
	Clinocloro	(+)	1,57-1,59	0,004-0,010
	Proclorite	(+)	1,59-1,61	0,004-0,010
	Amesite	(+)	1,58-1,60	0,010-0,015

Angolo degli assi ottici variabile non solo da specie a specie, ma anche in uno stesso cristallo; il clinocloro è nettamente biassico con 2 V intorno a 50° o più piccolo e dispersione $r < v$, la pennina ha spesso 2 V = 0°; in quelle biassiche si ha $r < v$ se positive, $r > v$ se negative.

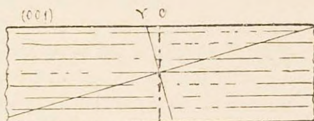


Fig. 81.

Anche l'orientazione ottica è variabile; la bisettrice γ è più o meno inclinata su *c* (fig. 81): nel clinocloro si ha $c : \gamma = 2°\text{-}8°$ e via via che l'angolo degli assi ottici diminuisce, diminuisce anche $c : \gamma$, finchè per i termini uniassici γ è normale a {001}.

In sezione sottile le cloriti mostrano debole rilievo e colori d'interferenza bassi, bianchi o bianco-giallognoli nel clinocloro, bassissimi nella pennina, la quale anzi è talora addirittura estinta, oppure ha colori anomali molto caratteristici, azzurro-cupi, rosso-violacei, giallo-bronzini. Il clinocloro che, contrariamente a quanto generalmente si afferma, si

(1) Il nome di *ripidolite* è stato attribuito a varie cloriti; Winchell lo riserba a miscele contenenti 60-80% (At + Dn), 40-20% (Ant + Fe Ant), 40-60 % (Fe Ant + Dn), 60-40% (Ant + At).

presenta talvolta interamente scolorito e senza traccia di pleocroismo, mostra spesso, nelle sezioni trasversali, geminazione lamellare anche polisintetica.

Il riconoscimento delle cloriti come tali è generalmente facile, però le varietà di pennina negative e scolorite non si distinguono, in alcuni casi, dal serpentino. Il riconoscimento di una clorite dall'altra è spesso molto difficile: il clinocloro e la pennina si differenziano per i caratteri sopra esposti, principalmente per la forte differenza nella birifrazione; la proclorite è spesso in associazioni lamellari vermiformi, o a ventaglio o addirittura a sferuliti; la *kämmererite*, una clorite cromifera, è rossa ma nelle altre proprietà corrisponde alla pennina; la *thuringite* è una leptoclorite verdolina in sezione, squamosa o compatta, a struttura oolitica a strati concentrici; analoga ad essa sembra essere da *chamoisite*.

Le cloriti sono minerali straordinariamente diffusi; nelle rocce eruttive sono secondarie derivanti dalla trasformazione delle miche nere, di anfiboli e di pirosseni; talora sono anche epigeniche di minerali non contenenti magnesio e ferro, p. es. di feldispati, nel qual caso viene ammesso che soluzioni ferro-magnesiache, provenienti da minerali non alluminiferi, abbiano reagito con soluzioni derivate da minerali alluminiferi, mancanti di magnesio e ferro. Sono pure molto frequenti negli scisti cristallini dei quali talora (cloritoscisti) sono costituenti principali; in quantità maggiori o minori si trovano in anfiboliti, prasiniti, filladi, ecc.

GRUPPO DEI FELDISPATI MONOCLINI.

a) *Ortoclasio*. – $K\,Al\,Si_3\,O_8$ (silicato dell'ortoclasio, Or) contenente quantità variabili di $Na\,Al\,Si_3\,O_8$ (silicato dell'albite, Ab) e, generalmente molto piccole di $Ca\,Al_2\,Si_2\,O_8$ (silicato dell'anortite, An); inol-

tre alcuni ortoclasi contengono Li, Rb, Ba, Sr, Mg, Fe, i primi due in quantità minime, bario e stronzio invece, il primo specialmente, talora in tenore notevole; il ferro e magnesio sono, in generale, dovuti ad inclusioni.

Con il nome di ortoclasio si indicano due minerali, l'*ortose*, caratteristico di rocce abissali od effusive antiche, ed il *sanidino* che si trova in quelle effusive recenti; essi differiscono, come dirò tra poco, per alcune loro proprietà.

Difficilmente fusibile al cannello; inattaccabile dagli acidi salvo che da HF che lo scompone rapidamente.

Da molti autori l'ortoclasio è considerato come triclino pseudomonoclino, per geminazione multipla submicroscopica; siccome però le sue proprietà geometriche ed ottiche sono quelle dei minerali monoclini, lo descrivo tra questi.

Abito vario, colonnare allungato secondo [001], tabulare secondo {010}, allungato secondo [100]; forme più comuni {001}, {010}, {110}, {$\bar{1}$01}, {$\bar{2}$01}; più rare e generalmente poco sviluppate {100}, {021}, {$\bar{1}$11}. Cristalli ben conformati si trovano come interclusi nelle rocce porfiriche o nelle geodi, spaccature, ecc.; più comunemente granuli irregolari allotriomorfi, microliti, ecc.; anche forme trichitiche, sferulitiche.

Geminazioni frequenti e secondo leggi varie.

1° Legge di Carlsbad: piano di geminazione {100} o asse di geminazione [001]; generalmente si uniscono due soli individui, giustaposti secondo {010} oppure, quasi sempre, parzialmente compenetrati.

2° Legge di Baveno: piano di geminazione e di unione una faccia di {021}; questi geminati sono di due, tre, o quattro individui, ma non lamellari, generalmente allungati secondo [100]; le sezioni tra-

sversali sono quadrate, con la traccia dal piano di geminazione secondo una diagonale.

3° Legge di Manebach: piano di geminazione e di unione {001}; i gemelli sono anche qui allungati secondo [100].

Delle tre leggi la prima è molto comune, le altre invece piuttosto rare.

Sfaldatura facile secondo {001} e di grado variabile, ma quasi sempre facile, secondo {010}; assai frequente è una sfaldatura, od una divisibilità, detta murchisonitica, secondo una forma di tipo {$\bar{m}$0p}, per la quale vengono dati simboli {$\overline{15}$02}, {$\bar{7}$01}, {801}: le sue tracce, su {010}, fanno angolo fra 68° e 74° circa con quelle della sfaldatura {001}. Talora infine si vedono anche tracce, di rado rettilinee, di una sfaldatura {100}.

Struttura zonata raramente visibile nei cristalli freschi, se non è segnata dall'andamento di serie di inclusioni; essa è invece messa in evidenza dai prodotti secondari che si dispongono, appunto, secondo le zone successive e quindi ben riconoscibile nei cristalli alterati.

Concrescimenti fra ortoclasio, in modo particolare ortose, ed altri feldispati sono straordinariamente comuni; i feldispati associati all'ortose sono, più che altro, termini molto acidi della serie dei plagioclasi, albite o doligoclasio. L'unione avviene in vario modo; a volte, ma raramente, l'ortose riveste il plagioclasio o, ancor più di rado, succede il contrario; nel maggior numero dei casi invece, si tratta di lamelle di plagioclasio, isorientate, che traversano l'ortose ed in tutti i casi i due minerali hanno le facce {010} e gli assi [001] paralleli. I concrescimenti lamellari, detti anche *pertitici*, a volte sono assai grossolani e riconoscibili, con attenta osservazione, anche ad occhio nudo, a volte osservabili solo al microscopio

(*micropertite*), a volte infine tanto minuti che si intravedono solo con i più forti ingrandimenti (*criptopertite*). Le lamelle di plagioclasio sono ora diritte, ora sinuose o lenticolari; spesso son disposte parallelamente ad una faccia di prisma od a {100}, più raramente nella sfaldatura murchisonitica o secondo altre facce.

Meno frequenti sono dei concrescimenti analoghi ma nei quali lamelle ortosiche attraversano individui di plagioclasio; essi sono detti *antipertitici*.

Questi concrescimenti, meno forse quelli antipertitici, son considerati oggi, generalmente, come conseguenza di scissione di originari cristalli misti di silicati allumino-calcio-sodico-potassici, formatisi ad elevata temperatura.

Frequentissimi sono pure i concrescimenti dell'ortose con il quarzo, detti *pegmatitici* o *micropegmatitici* a seconda delle dimensioni; qui non si ha regolare orientazione reciproca dei due minerali, ma si tratta di bacchettine quarzose allungate, parallele ed isorientate, che attraversano un cristallo di ortose.

L'ortoclasio è di solito, nelle rocce, uno degli ultimi minerali formatisi e quindi può contenere inclusi tutti i minerali preesistenti; il sanidino contiene spesso anche inclusioni gassose e vetrose irregolari, accumulate nella parte centrale, o periferiche, od ordinate a zone; inclusioni liquide rare.

Inclusioni secondarie, specialmente di ossidi ed idrossidi di ferro, assai frequenti lungo i piani di sfaldatura o lungo fratture; in alcuni casi, delle inclusioni di ematite micacea e di magnetite son considerate come dovute a fenomeni di scissione.

Arrotondamenti per riassorbimento magmatico assai frequenti.

P. sp. 2,56; D. 6.

Incoloro, bianco, grigio, roseo o rossastro; lucentezza vitrea spesso tendente alla madreperlacea su {001}. Aspetto litoide nell'ortose, vitreo nel sanidino. Incoloro e trasparente in sezione se inalterato, oppure torbido per prodotti secondari.

Rifrazione e birifrazione, negativa, basse; per l'ortose si ha:

$$\alpha = 1{,}516\text{-}1{,}520,\ \beta = 1{,}520\text{-}1{,}524,$$
$$\gamma = 1{,}524\text{-}1{,}526;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}005\text{-}0{,}009,\ \gamma - \beta = 0{,}001\text{-}0{,}006,$$
$$\beta - \alpha = 0{,}003\text{-}0{,}004;$$

per il sanidino:

$$\alpha = 1{,}520,\ \beta = 1{,}524\text{-}1{,}525,$$
$$\gamma = 1{,}524\text{-}1{,}525;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}005\text{-}0{,}006,\ \gamma - \beta = 0{,}000\text{-}0{,}001,$$
$$\beta - \alpha = 0{,}005.$$

$2V = 65^0\text{-}84^0\frac{1}{2}$ nell'ortose, con dispersione notevole $r > v$; $2V = 0^0\text{-}55^0$ circa nel sanidino, con dispersione talora $r < v$.

Orientazione, nell'ortose:

$$a:\alpha \text{ da } + 3^0 \text{ a } + 12^0,\ b = \gamma,$$

(fig. 82) i valori $a:\alpha$ aumentando col contenuto di Ab; nel sanidino si ha talora la stessa orientazione dell'ortose, talora invece, con valori simili di $a:\alpha$, $b = \beta$ (fig. 83). Il piano degli assi ottici è quindi normale a {010}, con β quasi normale a {001} nell'ortose ed in certi sanidini, mentre in altri è parallelo a {010}; in alcuni casi, sempre per il sanidino, esso può esser normale a {010} per il rosso e parallelo per l'azzurro. Perciò nell'ortose le sezioni secondo il clinopinacoide saranno normali alla bisettrice ottusa positiva (γ) mentre quelle basali saranno ap-

prossimativamente parallele al piano degli assi ottici e daranno perciò colori d'interferenza massimi; nel sanidino con $b = \beta$ saranno in queste ultime condizioni le lamine secondo {010}.

Le alterazioni più frequenti dell'ortoclasio sono in caolino (od in sostanza argillosa) ed in muscovite; in ambo i casi si vede un progressivo intorbidarsi del minerale lungo le tracce di sfaldatura o, quando si abbia struttura zonata, lungo i limiti fra zona e zona, od anche dall'interno verso l'esterno. Quando

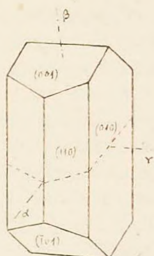


Fig. 82.

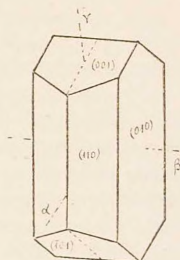


Fig. 83.

l'alterazione sia molto progredita, l'intorbidamento si estende a tutto o quasi tutto il cristallo. In generale l'un tipo di trasformazione si distingue assai bene dall'altro, le lamelle muscovitiche apparendo vivacemente birifrangenti a nicol incrociati, mentre il caolino cristallizzato ha birifrazione bassa e quello terroso appare opaco, ma quando la grana doventi molto minuta e fitta, il riconoscimento diviene difficile.

Più rare e limitate a rocce particolari od a particolari giaciture, sono le trasformazioni in zeoliti, in idrargillite, in epidoto, ecc.

In conseguenza di azioni meccaniche l'ortoclasio mostra qualche volta estinzioni ondulate simili a quelle che ho descritte per il quarzo (v. pag. 181); più spesso esso ha subìto curvature, o fratture periferiche oppure interessanti tutta la massa di ogni singolo individuo. È finalmente da ricordare che la struttura a grata microclinica, che si manifesta talora in alcune parti di certi cristalli di ortose, viene pure interpetrata come conseguenza di azioni meccaniche.

In sezione sottile l'ortose ed il sanidino mancano di rilievo, hanno indici di rifrazione più bassi di quelli del balsamo e sempre colori d'interferenza bassi, bianco-grigi, grigi o grigio-scuri; le estinzioni, riferite alla traccia della sfaldatura basale, sono a 0° (zona [010]) o piccole (zona [100]).

Le sfaldature {001} e {010} si manifestano, in sezioni sufficientemente sottili, con tracce nette e rettilinee, spesso mal riconoscibili le une dalle altre, perchè ugualmente sviluppate. Nelle sezioni della zona [100] i due sistemi sono paralleli fra di loro; nella zona [001] l'angolo fra i due sistemi di tracce è variabile: sulla {100} è di 90°, sulla {010} si vede un solo sistema di tracce, quello parallelo alla base, che fa angolo di circa 64° con l'asse *c* (traccia di {100} o della sfaldatura, difficile, secondo tal pinacoide), per posizioni intermedie l'angolo è compreso fra 64° e 90°; nella zona [010] i due sistemi fanno angolo di 90° (1).

Nei geminati di Carlsbad la sfaldatura basale è inclinata ugualmente, ma in senso opposto, rispetto a *c*; in sezioni secondo il clinopinacoide si vedono perciò due sistemi di tracce di sfaldatura facenti angolo di circa 128°, bisecato dalla traccia dell'asse

(1) S'intende che su {001} o in sezioni ad essa molto vicine, si vede un sol sistema di tracce, quelle {010}.

verticale, con la quale talora coincide quella del piano di unione (fig. 84). Nei geminati di Baveno le sfaldature corrispondenti nei due individui, {001} e $\{\underline{001}\}$, {010} e $\{\underline{010}\}$, sono press'a poco perpendicolari fra di loro e quasi parallele invece quelle non corrispondenti {001} e $\{\underline{010}\}$, {010} e $\{\underline{001}\}$ (fig. 85).

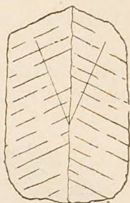


Fig. 84.

A nicol incrociati i geminati di Carlsbad appaiono generalmente divisi in due parti con proprietà ottiche diverse: nelle sezioni della zona [010] i due individui estinguono contemporaneamente, a 0° con le tracce di sfaldatura, ma si riconoscono l'uno dall'altro perchè hanno, in generale, colori di interferenza un poco diversi; nelle sezioni della zona [001], cioè dell' asse di geminazione, che, come ho detto a suo tempo (v. pag. 71) è zona simmetrica, le estinzioni avverranno simmetricamente dalle due parti della traccia dell'asse di geminazione, che coincide con quella del piano di unione: nella sezione {010}, che fa parte di questa zona, le estinzioni simmetriche hanno valori compresi fra 14° e 23° circa (fig. 84), in corrispondenza del variare dell'angolo $a : \alpha$ (v. pag. 252).

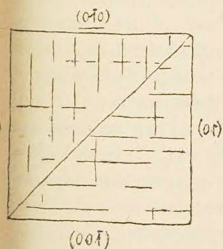


Fig. 85.

Nei geminati di Baveno le sezioni trasversali ad a sono caratteristiche per il fatto che nei due individui l'osservazione a luce convergente mostra che i piani degli assi ottici sono quasi perpendicolari fra di loro; le sezioni della zona [100], generalmente allungate, mostrano sfaldature (secondo una sola direzione in ogni cristallo) parallele per

i due individui e parallele alla traccia del piano di geminazione; le estinzioni sono piccole, ma diverse, nelle due parti.

I concrescimenti micropertitici si riconoscono molto facilmente sia a solo polarizzatore, sia a nicol incrociati; nel primo caso, stringendo un po' il diaframma iride sopra al polarizzatore, e focheggiando, con un ingrandimento piuttosto forte, si vede benissimo la differenza di rifrazione fra l'ortose ed il plagioclasio, che forma nel primo delle lamelle rettilinee o, più spesso, delle fibre o lacinie irregolari; a nicol incrociati i due minerali hanno colori di interferenza diversi e, tranne casi particolari, non estinguono contemporaneamente (figura 86). Portando l'ortose all'estinzione, si vedono le fibre plagioclasiche illuminate sul fondo scuro, e ruotando la piattaforma di un angolo variabile a seconda dei casi, le fibre estinte nell'ortose illuminato. Quando le lamelle plagioclasiche non sieno tanto piccole, ciò che peraltro avviene di rado, si osserva in esse anche la caratteristica geminazione secondo la legge dell'albite.

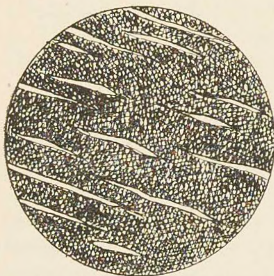


Fig. 86.

I concrescimenti ortose-quarzo sono essi pure molto facilmente riconoscibili in sezione, per i fenomeni ora descritti (tranne, si capisce, la geminazione) qui anche più netti; inoltre, quasi sempre, gli individui quarzosi concresciuti micropegmatiticamente con l'ortose, hanno nelle sezioni forme caratteristiche, allungate se tagliati secondo l'allunga-

mento generale del sistema di bacchettine parallele fra di loro, triangolari, romboidali, variamente incavate, in modo da simulare grossolanamente la forma di alcune scritture (granito grafico, granito ebraico) se tagliati trasversalmente (fig. 87).

I minerali con i quali più facilmente può scambiarsi l'ortoclasio sono il quarzo, la nefelina e la cordierite. Dal primo lo distinguono la presenza delle sfaldature, la frequente alterazione, la figura d'interferenza biassica e, nel caso di sanidino uniassico, il segno della birifrazione; la nefelina è uniassica, la cordierite manca di evidenti tracce di sfaldatura. Ma il miglior metodo di riconoscimento è dato dal confronto fra gli indici di rifrazione del minerale da determinare ed il balsamo; nell'ortoclasio infatti i due indici sono sempre nettamente minori di quelli del balsamo e della collolite, nel quarzo notevolmente maggiori, vicini, ma generalmente più alti, per la nefelina e per la cordierite. Lo stesso mezzo serve per la distinzione plagioclasi non geminati. Per il riconoscimento da quarzo microgranulare v. questo; per quella da anortose v. questo.

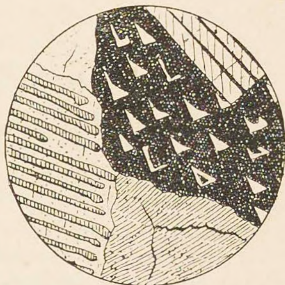


Fig. 87.

L'ortose è un minerale molto diffuso nelle rocce abissali ed in quelle effusive antiche, nei tipi acidi delle quali è componente essenziale; comune anche negli scisti cristallini, specialmente negli gneiss; nelle rocce sedimentarie si presenta talora come minerale autigeno, specialmente in alcuni calcari, ma

più frequente, e per lo più allotigeno, è nelle rocce arenacee.

Il sanidino è caratteristico delle rocce effusive recenti, specialmente delle trachiti e simili; esso si trova però, sporadicamente, anche in rocce basiche, p. es. in alcuni basalti.

b) *Celsiana*. – $Ba\,Al_2\,Si_2\,O_8$. Oltre al minerale corrispondente alla formula riportata si conoscono miscele del silicato della celsiana (Ce) con quello dell'ortoclasio, indicate come:

Celsiana . . . . . . $Ce_1\,Or_0 - Ce_1 - Or_2$
Jalofane . . . . . . $Ce_1\,Or_2 - Ce_1\,Or_6$
Ortoclasi baritici . $Ce_1\,Or_6 - Ce_0 - Or_1$

Difficilmente fusibili al cannello; la celsiana gelatinizza con H Cl.

Abito e geminazioni come nell'ortoclasio; granuli e masse spatiche.

Sfaldature facili {001} e {010}.

P. sp. variabile da valori simili a quelli dell'ortoclasio per i termini poco baritici, aumentante fino a 3,38 per la celsiana; D. 6.

Incolora, bianca, rossastra, verdastra; lucentezza vitrea. In sezione incolora.

Rifrazione e birifrazione basse:

$$\alpha = 1{,}584,\ \beta = 1{,}589,\ \gamma = 1{,}594;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}010,\ \gamma - \beta = 0{,}005,\ \beta - \alpha = 0{,}005,$$

nella celsiana e:

$$\alpha = 1{,}542,\ \beta = 1{,}545,\ \gamma = 1{,}547;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}005,\ \gamma - \beta = 0{,}002,\ \beta - \alpha = 0{,}003,$$

nell'jalofane con 30% Ce; in miscele più povere di Ce, gli indici diminuiscono fino ai valori dell'ortoclasio.

2 V, attorno ad α, 93° ½ nella celsiana, 78° ½ per l'jalofane 30% Ce e valori un po' più bassi per termini più ricchi di Or; il carattere della birifrazione è quindi positivo per la celsiana, e diviene negativo col diminuire di Ce.

Orientazione, nella celsiana:

$$a : \alpha = -62^\circ, \; b = \beta$$

e quindi piano degli assi ottici {010} e bisettrice acuta positiva quasi normale ad {100}; nell'jalofane si ha $b = \gamma$ e quindi piano degli assi ottici normale a {010}, mentre l'angolo $a : \alpha$ decresce, ha il valore —18° per 30% Ce, poi, per miscele sempre più ricche di Or, α passa nell'angolo ottuso degli assi cristallografici, e quindi $a : \alpha$ divien positivo con valori vicini a quelli dell'ortose (fig. 88). Talora, in uno stesso cristallo, per struttura zonata, si hanno valori diversi di $a : \alpha$ nelle diverse zone ad estinzione non contemporanea.

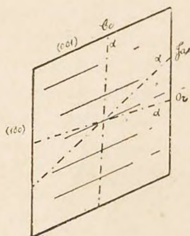


Fig. 88.

In sezione sottile la celsiana mostra leggero rilievo e colori d'interferenza massimi nel bianco o giallo di I ordine; via via che nelle miscele diminuisce la percentuale di Ce, diminuiscono rilievo e colori d'interferenza.

Celsiana, jalofane, ecc., possono scambiarsi con l'ortoclasio; per la distinzione valgono, se si tratta di celsiana, la rifrazione e birifrazione notevolmente più elevate, se di jalofane solo la rifrazione, essendo la birifrazione press'a poco la stessa di quella dell'ortoclasio; per l'una e per l'altro, come per la distinzione fra i vari termini, la misura dell'estinzione rispetto alla sfaldatura basale, in sezioni {010}, che

si riconoscono perchè da esse emerge centrata β (celsiana) o γ (jalofane, ortoclasi baritici, ortoclasio).

Celsiana ed jalofane sono minerali, piuttosto rari, di dolomie e calcari cristallini; ortoclasio con piccole quantità di bario sembra esser piuttosto diffuso in rocce eruttive, specialmente di tipo alcalino, come sarebbe dimostrato, più che da determinazioni dirette, da analisi chimiche delle rocce stesse.

GESSO. – $Ca\,SO_4 . 2\,H_2\,O$.

Facilmente fusibile al cannello; solubile in acqua ed in acidi.

Cristalli tabulari secondo {010}, con {110} e {111}; cristalli lenticolari con spigoli arrotondati; aggregati fibrosi, lamellari, saccaroidi.

Geminati secondo {100} oppure secondo {101}.

Sfaldatura facilissima e perfetta secondo {010}; meno perfetta secondo {$\bar{1}$11} (sfaldatura fibrosa) e secondo {100} (sfaldatura concoide); tutt'e tre ben visibili nelle sezioni.

P. sp. 2,32; D. 2.

Incoloro, bianco, grigio o variamente colorato per sostanze incluse; lucentezza vitrea, o madreperlacea su {010}, sericea nelle varietà fibrose. Incoloro in sezione.

Rifrazione e birifrazione, positiva, basse:

$$\alpha = 1{,}521,\ \beta = 1{,}523,\ \gamma = 1{,}530;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}009,\ \gamma - \beta = 0{,}007,\ \beta - \alpha = 0{,}002.$$

2 V = 58° (Na) e valori un po' più piccoli tanto per il rosso quanto per il verde.

Orientazione:

$$b = \beta,\ c : \gamma = +\ 52° \text{ circa},$$

(fig. 89) e quindi piano degli assi ottici {010}; nelle sezioni parallele al piano degli assi ottici l'estinzione si misura generalmente rispetto alle tracce della

sfaldatura fibrosa e si ha, per la luce del sodio, un angolo di circa 14°, mentre per le altre luci si hanno valori più alti, tanto per $\lambda > \lambda_{na}$, quanto per $\lambda < \lambda_{na}$, con differenze che oltrepassano 1°, onde a luce bianca non si ha mai estinzione completa.

In sezione sottile il gesso mostra assenza di rilievo e colori d'interferenza massimi sul bianco o bianco giallo di I ordine.

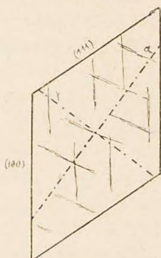


Fig. 89.

Per l'insieme dei suoi caratteri il gesso è molto facilmente riconoscibile.

Assai comune nelle rocce sedimentarie, in particolar modo nelle argille dove si trova anche in grossi cristalli, ben sviluppati o con tracce di corrosione; forma delle rocce nelle quali è il solo o, per lo meno, il principale componente, e che son note con il nome di alabastri; negli alabastri il gesso ha struttura granulare saccaroide e tessitura più o meno minuta. In alcuni casi fa anche da cemento nelle arenarie.

CLORITOIDE. – H_2 (Fe, Mg) Al_2 Si O_7. Si conoscono numerose varietà, prima ritenute specie distinte, fra le quali hanno importanza petrografica l'*ottrelite*, dove si può avere un certo tenore di Mn e la *sismondina*, spesso notevolmente magnesiaca.

Infusibile o quasi al cannello; attaccato da $H_2 SO_4$ concentrato, poco da HF diluito.

Lamelle a contorno esagono rare; per lo più masse lamellari, granuli discoidali o lentiformi, aggregati fascicolari, ecc.

Geminazioni frequentissime, lamellari, polisintetiche, con piano di associazione {001}; spesso i geminati appaiono divisi in quattro parti, due a due

corrispondenti, a limiti generalmente poco netti (fig. 90). Assai frequente la struttura a clessidra.

Concrescimenti paralleli con muscovite o con clorite.

Sfaldatura basale facile; meno comune e meno evidente una sfaldatura secondo due piani le cui tracce, sulla base, fanno angolo di 120°; talvolta si hanno anche tracce di sfaldatura bisecanti tale angolo. Comuni fratture irregolari.



Fig. 90.

P. sp. 3,5; D. 6,5.

Inclusioni frequenti e varie, di rutilo, tormalina, zircone, grafite e sostanze carboniose e, nell'ottrelite, sopra tutto abbondanti di quarzo.

Colore vario, generalmente scuro, verde o verde-grigio, azzurro, nerastro; lucentezza vitrea o vitreo-madreperlacea sulla sfaldatura. In sezione molto raramente incoloro; per lo più sensibile e molto caratteristico pleocroismo:

α = verde-oliva,
β = azzurro,
γ = giallognolo, o incoloro.

È stato osservato anche, per α, un colore verde-azzurro.

Rifrazione molto alta, birifrazione positiva media:

$$\beta = 1{,}74\text{-}1{,}77;\ \gamma - \alpha = 0{,}007\text{-}0{,}016.$$

2 V variabile ma generalmente grande; dispersione notevole $r > v$.

Orientazione:

$$b = \alpha,\ c:\gamma = 0°\text{-}21°;$$

il piano degli assi ottici è quindi normale a {010} e la bisettrice acuta positiva più o meno inclinata sulla base.

Forte dispersione delle bisettrici con $c:\gamma_r > c:\gamma_v$; la differenza può raggiungere 4° ed è maggiore per valori alti di $c:\gamma$ che non per valori bassi.

Alterazione in clorite od in muscovite.

In sezione sottile rilievo notevole e sopra tutto caratteristici, il pleocroismo e la geminazione polisintetica, la quale può però anche mancare. Per il primo, le sezioni basali dànno l'azzurro ed il verde-oliva; se sieno visibili le sfaldature a 120°, quello si ha quando con la sezione principale del polarizzatore coincide la diagonale lunga del rombo che esse formano, questo dopo rotazione di 90°; le sezioni trasversali dànno il giallognolo quando con la sezione principale coincide la direzione di vibrazione press'a poco normale alle tracce di sfaldatura basale. L'estinzione, nelle sezioni trasversali, è un po' obliqua rispetto alla sfaldatura; le sezioni {001} estinguono secondo le diagonali dei rombi formati dalle tracce di sfaldatura. In generale le osservazioni ottiche riescono poco nette per il forte colore e per la minuta struttura polisintetica.

Il riconoscimento, in generale, è facile; la cianite, con la quale il cloritoide, in certi casi, può avere una certa rassomiglianza, ha allungamento positivo, mentre il cloritoide l'ha negativo; da alcuni anfiboli azzurri ad allungamento negativo, si riconosce, tra l'altro, per il diverso pleocroismo.

I minerali del tipo del cloritoide sono contenuti negli scisti filladici, sericitici, quarzitici, micascisti e simili; sembra accertato che si trovino solo in rocce a forte tenore di allumina, rispetto agli alcali, qualunque sia la loro ricchezza di silice.

La *margarite*, $H_2\,Ca\,Al_4\,Si_2\,O_{12}$, o mica di calcio, sotto alcuni rapporti, vicina al cloritoide, è però generalmente incolora in sezione, ha rifrazione un po' minore ($\beta = 1{,}629$-$1{,}645$) e carattere negativo della

birifrazione. Si trova associata al corindone e in alcune rocce di contatto.

Wollastonite. – Ca Si O_3, spesso contenente un po' di magnesio e di alluminio; viene da molti riunita al gruppo dei pirosseni con i quali ha innegabili analogie, ma anche notevoli differenze.

Al cannello fonde sugli spigoli; gelatinizza con H Cl.

Cristalli allungati secondo [010], appiattiti parallelamente a {100}; forme più comuni {100}, {001}, {$\bar{1}$01}, {$\bar{1}$02}, {101}; le sezioni della zona [010] sono, per lo più, listiformi, quelle normali a tale asse poligonali, esagone, ottagone, ecc. Nelle rocce in generale individui a bacchette, sempre allungati secondo l'ortoasse, riuniti in aggregati divergenti, raggiati, ecc.; lamelle ed aggregati lamellari a rosetta; granuli.

Geminazione secondo {100} non rara.

Sfaldatura facile secondo {100} e, generalmente un po' meno evidenti, secondo {001}, {$\bar{1}$01}, {$\bar{1}$02}.

P. sp. 2,9; D. 5.

Bianca, bianco-grigia, giallina, rosea; lucentezza vitrea, madreperlacea sulle sfaldature. In sezione incolora.

Rifrazione e birifrazione, negativa, medie:

$$\alpha = 1{,}618\text{-}1{,}621,\quad \beta = 1{,}631\text{-}1{,}633,$$
$$\gamma = 1{,}632\text{-}1{,}635;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}014\text{-}0{,}015,\quad \gamma - \beta = 0{,}002,$$
$$\beta - \alpha = 0{,}012\text{-}0{,}013;$$

2 V = 40° circa, talora minore; dispersione $r > v$.

Orientazione:

$$a:\gamma = +\,37^{\circ}\tfrac{1}{2},\quad b = \beta,\quad c:\alpha = -\,32^{\circ}\tfrac{1}{4},$$

(fig. 91) e quindi piano degli assi ottici {010} (1).

---

(1) Alcuni autori dànno orientazioni differenti; così Dana, Rosenbusch (IV edizione), Weinschenk, Reinisch.

In sezione sottile la wollastonite mostra un discreto rilievo e colori d'interferenza massimi sulla fine del I ordine; le sezioni della zona [010] mostrano un sol sistema di tracce di sfaldatura, estinguono a 0° ed hanno segno dell'allungamento ora + ora —; le sezioni {010}, che son quelle a colori d'interferenza più elevati, hanno due o tre sistemi di tracce di sfaldatura, più di rado quattro: in generale non è difficile orientare queste sezioni. Un sistema di tracce è quasi sempre più netto, quello secondo {100}; un altro sistema, talora ugualmente facile, fa con il primo angolo vicino al retto (84° ½) ed è quello basale; anche se le due sfaldature sono ugualmente sviluppate si possono riconoscere l'una dall'altra, perchè la direzione d'estinzione γ fa un angolo di 37° ½ con le tracce di {001}, di 58° con quelle di {100}, nell'angolo ottuso dei due sistemi.

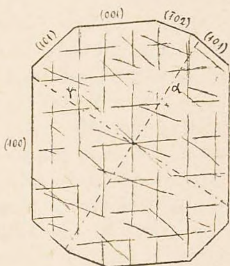


Fig. 91.

Le tracce della sfaldatura {$\bar{1}$01} fanno angolo di 129° ½ con quelle {100} e di 135° con quelle {001}; le tracce di {$\bar{1}$02} di 110° con {100} e di 154 ½ con {001}.

Per le osservazioni conoscopiche si prestano le sezioni allungate con estinzione retta, e fra queste quelle a colori d'interferenza bassi; esse mostrano l'emergenza, più o meno centrata, della bisettrice acuta negativa, con angolo assiale piuttosto piccolo, traccia del piano degli assi ottici normale all'allungamento, e birifrazione negativa.

I minerali che più facilmente possono confondersi con la wollastonite, sono la pectolite ed alcuni anfiboli incolori; i migliori caratteri distintivi sono il

segno variabile dell'allungamento e la posizione trasversale, rispetto ad esso, del piano degli assi ottici.

È citata, in qualche raro caso, come costituente primario di rocce eruttive; generalmente però, in simili giaciture proviene da calcari inglobati e riassorbiti dal magma, ed è quindi esogena. Diffusissima e caratteristica nei calcari metamorfosati per contatto; si trova anche nelle masse di calcari cristallini e di rocce a silicati calciferi, intercalate negli scisti cristallini.

Molto vicina alla wollastonite è la *pectolite*, $H\,Na\,Ca_2\,(Si\,O_3)_3$, che ha abito simile a quello della wollastonite, sfaldature facili {100} e {001}, $\alpha =$ 1,595, $\beta = 1,606$, $\gamma = 1,633$, birifrazione positiva molto elevata, $\gamma - \alpha = 0,038$, $\gamma - \beta = 0,027$, $\beta - \alpha = 0,011$, piano degli assi ottici normale a {010} e quasi normale ad {100}, $b = \gamma$ e quindi allungamento positivo.

Si rinviene in alcuni calcari di contatto e nelle cavità e fessure di rocce eruttive basiche.

Gruppo dei pirosseni monoclini. – I numerosi minerali di questo gruppo differiscono molto fra di loro, sia chimicamente, sia per le altre proprietà; così, p. es., la fig. 92 mostra il variare di $c : \gamma$ nei principali termini del gruppo. Si distinguono, in generale, i pirosseni privi o molto poveri di elementi trivalenti (in modo principale Al), quelli che ne contengono in quantità notevole e quelli con elementi alcalini.

Caratteristica comune a tutti i pirosseni, e che ho già accennata descrivendo quelli trimetrici, è la facile sfaldatura secondo {110} con due sistemi di tracce quasi perpendicolari tra di loro.

1) *Tipo del diopside*. $(Mg, Fe)\,Ca\,(Si\,O_3)_2$ contenente talora Mn″ e Ti; le varietà con un po' di

alluminio o di alcali segnano il passaggio ai tipi seguenti. Nel diopside tipico prevale il silicato di calcio e magnesio, nell'*hedenbergite* quello calcico-ferroso.

Al cannello tanto più facilmente fusibili quanto più ricchi di ferro; infusibile il diopside; inattaccabili da H Cl, facilmente invece da HF.

Abito colonnare con prevalente sviluppo di {100} e {010}; nelle rocce per lo più individui allungati ma senza contorno regolare, granuli, aggregati bacillari e granulari.

Geminazione {100} non rara, sia di due soli individui, sia con sottili lamelle intercalate fra due parti maggiori.

Sfaldatura {110} sempre ben visibile; le sue tracce sono per lo più interrotte e talora anastomizzate. In generale meno evidenti le sfaldature pinacoidali {100} e {010}.

P. sp. variabile, 3,3 o più; D. 6-7.

Colore verdolino quasi bianco, verde di varia intensità, bruno, nerastro; lucentezza vitrea talora tendente alla resinosa, od alla madreperlacea, od a quella metallica. In sezione mancanza di colore o leggera tinta verde; nessun pleocroismo, o molto debole.

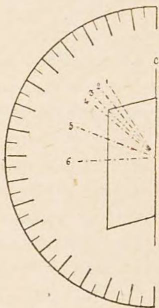


Fig. 92. — 1 giadeite, 2 diopside, 3 hedenbergite, 4 augite, 5 egirinaugite, 6 egirina.

Rifrazione e birifrazione, positiva, variabili, per lo più assai elevate:

$$\alpha = 1{,}651\text{-}1{,}732, \quad \beta = 1{,}657\text{-}1{,}737, \quad \gamma = 1{,}681\text{-}1{,}751;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}019\text{-}0{,}031, \quad \gamma - \beta = 0{,}014\text{-}0{,}024, \quad \beta - \alpha = 0{,}002\text{-}0{,}010.$$

In linea generale il diopside ha rifrazione più bassa e birifrazione più alta dell'hedenbergite.

$2V = 54^{\circ}\frac{1}{2}$-$60^{\circ}\frac{1}{2}$; dispersione $r > v$ netta per un asse ottico, debole per l'altro.

Orientazione:

$$b = \beta, \; c:\gamma \text{ da } + 37^{\circ} \text{ a } + 47^{\circ},$$

e quindi piano degli assi ottici {010}. Il valore di $c:\gamma$ è minore nei termini poco ferriferi. Dispersione delle bisettrici piuttosto piccola, $c:\gamma_r > c:\gamma_v$.

Alterazioni specialmente in serpentino o serpentino e clorite, nel qual processo può esser conservata la struttura originaria.

Nelle sezioni sottili i pirosseni del tipo del diopside hanno notevole rilievo e colori d'interferenza massimi elevati, fra la fine del I e quella del II ordine; le sezioni della zona [010] hanno estinzione retta, simmetrica rispetto ai due sistemi di tracce della sfaldatura prismatica, finchè questi si vedono ambedue, parallela quando se ne vede un sol sistema. Le sezioni nelle quali il reticolato delle sfaldature {110} è rettangolare o quasi, e quindi press'a poco normali all'asse verticale, mostrano, a luce convergente, l'emergenza poco eccentrica di un asse ottico e precisamente di quello meno disperso; nelle sezioni {100}, che son tra quelle con un solo sistema di tracce di sfaldatura, si ha invece l'emergenza dell'altro asse ottico. Le sezioni {010}, pure ad un sol sistema di tracce di sfaldatura, mostrano il colore d'interferenza più alto e, a luce convergente, l'emergenza di β; su di esse si misura l'angolo $c:\gamma$. L'estinzione, data la piccola dispersione delle bisettrici, è netta; siccome l'angolo d'estinzione può essere, a seconda dei casi, maggiore o minore di 45°, ($c:\gamma = 37^{\circ}$-47°) bisogna aver cura di sapere quale angolo si misura e per ciò determinare, col cuneo di quarzo (v. pag. 78) se l'estinzione misurata si riferisce ad α od a γ.

Per l'apparenza, in sezione, dei geminati v. augite.

Al tipo del diopside oltre a tal minerale ed all'hedenbergite, ne vengono riportati alcuni altri, fra i quali ricordo il *diallagio* e la *schefferite*.

Il primo contiene sempre una certa quantità di allumina; molto caratteristica è la divisibilità {100} le cui tracce sono più nette di quelle della sfaldatura prismatica (fig. 93), e nella quale si trovano le stesse interposizioni semimetalliche che ho descritto per i pirosseni trimetrici; assai comune è anche un concrescimento con pirosseni trimetrici, sia che si tratti di un semplice addossamento, sia di un'alternanza lamellare, sia, infine, che l'uno dei due minerali circondi l'altro. Il diallagio, oltre all'alterazione serpentinosa o cloritico-serpentinosa, può andar soggetto ad una trasformazione, generalmente centripeta, in anfibolo verde (*smaragdite*).

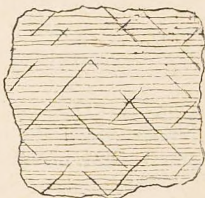


Fig. 93.

La schefferite, assai meno importante del diallagio, è un termine manganesifero.

Il diopside-hedenbergite si trova in alcune rocce eruttive come graniti e dioriti pirossenici ed altre; nelle rocce alcaline è spesso un po' sodifero e mostra di frequente struttura zonata con le zone esterne verdi, di tipo egirinico. Si trova pure in anfiboliti e gneiss nonchè, e più, nelle masse calcaree cristalline intercalate; è poi frequentissimo nei calcari metamorfosati per contatto.

Il diallagio è abbondante in alcune rocce abissali, come nei gabbri, nelle peridoliti e nelle serpentine che da queste derivano.

La schefferite, piuttosto rara, si trova più che altro in rocce di contatto.

Con i nomi di *pigeonite, diopside magnesiaco, enstatitaugite,* vengono indicate miscele del silicato del diopside con quello dell'enstatite (sembra trattarsi della forma monoclina, ottenuta artificialmente ed indicata come *clinoenstatite*).

Questi minerali si ravvicinano molto al diopside in quasi tutte le loro proprietà: hanno, oltre alla consueta sfaldatura pirossenica, una divisibilità e geminazione lamellare secondo la base, $c:\gamma = 44^o$ circa, piano degli assi ottici ora parallelo, ora normale a {010} e 2 E piccolo, fra 0° e 39°.

Si trovano in parecchi diabasi ed in qualche basalto.

2) *Tipo dell'augite.* Miscele di Mg Ca $(Si\ O_3)_2$ con Fe Ca $(Si\ O_3)_2$ contenenti quantità notevoli di Al''', Fe''', talora piccolo tenore di Cr, più spesso di alcali, Mn, nonchè, qualche volta, assai forte di Ti. La costituzione ne è molto discussa.

Al cannello come il diopside; le varietà ricche di sesquiossidi sono attaccate da H Cl a caldo, quelle titanifere interamente decomposte.

Cristalli assai frequenti con abito prismatico piuttosto tozzo, leggermente appiattiti secondo l'ortopinacoide; combinazione più frequente {100}, {010}, {110}, {$\bar{1}$11}. L'abito suddetto si trova specialmente nelle augiti porfiriche delle rocce effusive basiche (*augite basaltica*); in quelle delle altre rocce l'abito si riavvicina piuttosto a quello del diopside (*augite comune* od *augite diopsidica*); cristalletti colonnari tozzi nella massa fondamentale di rocce effusive. Frequenti granuli irregolari o rotondeggianti e masse, anche assai grandi, modellate su altri minerali; forme a doppia forca e scheletriche.

Geminazioni secondo {100} frequenti, con le particolarità ricordate per il diopside (fig. 94); molto più rare e limitate per lo più ad augiti basaltiche, geminazioni incrociate secondo {101} o {$\bar{1}$22} per le quali gli

assi verticali dei due cristalli fanno, respettivamente, angoli di 81° e 120° ca.; queste geminazioni sono talvolta multiple e dànno luogo a gruppi stellati.

Struttura zonata, a zone di diversa composizione chimica, riconoscibili dalle loro proprietà ottiche, molto frequente nell'augite basaltica, con passaggio da zona a zona, ora graduale, ora brusco; nelle stesse augiti, in modo speciale in quelle titanifere, è assai diffusa e caratteristica la struttura a clessidra, interpetrata supponendo i cristalli costituiti da tre tipi di piramidi con i vertici rivolti al centro (piramidi di accrescimento), appoggiate respettivamente alle facce di {$\bar{1}$11}, di {100} e {110}, ed a quelle di {010}.

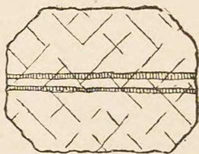


Fig. 94.

Sfaldature come nel diopside, in qualche caso però interamente mancanti.

P. sp. 3,3-3,5; D. 6.

Inclusioni di minerali svariati, frequenti, e così pure di vetro nelle rocce effusive; assai più rare quelle liquide e gassose.

Concrescimenti regolari con anfiboli (assi *c* e facce {010} paralleli) e con biotite (la base di questa parallela ad una faccia prismatica dell'augite)

Colore verde-scuro a nero o nero-brunastro, di rado verde chiaro; lucentezza come nel diopside. In sezione incolora o di color chiaro, giallognolo, verdolino, bruniccio e, nelle augiti titanifere, talora tendente al violaceo; qualche volta colori diversi a macchie ed a zone in uno stesso cristallo; pleocroismo mancante od insensibile in sezione, tranne nelle augiti violacee che mostrano:

α = giallognolo,
β = violaceo,
γ = giallognolo o violaceo.

Rifrazione e birifrazione, positiva, forti:

$$\alpha = 1,688\text{-}1,712, \quad \beta = 1,701\text{-}1,717, \quad \gamma = 1,713\text{-}1,737;$$
$$\gamma - \alpha = 0,021\text{-}0,026, \quad \gamma - \beta = 0,012\text{-}0,021, \quad \beta - \alpha = 0,005\text{-}0,006.$$

2 V variabile fra 50° e 87°, in generale intorno a 60°; dispersione $r > v$ e, come nel diopside, spesso maggiore per un asse che non per l'altro.

Orientazione:

$$b = \beta, \quad c:\gamma \text{ variabile fra } +40° \text{ e } +54°,$$

e quindi piano degli assi ottici {010}; dispersione delle bisettrici molto debole nell'augite comune, generalmente forte in quella basaltica con $c:\gamma_r < c:\gamma_v$: la differenza può sorpassare 4°.

L'alterazione dell'augite conduce, per lo più, alla formazione di clorite, accompagnata o no da epidoto, calcite ed altri carbonati, ossidi di ferro, eventualmente minerali titaniferi; in uno stadio ulteriore si ha la trasformazione in una mescolanza di carbonati, quarzo e limonite. Molto diffusa e connessa, a quel che sembra, con fenomeni dinamici è la uralitizzazione dell'augite, cioè la trasformazione in anfibolo di tipo orneblendico (*uralite*), la quale può giungere ad una sostituzione completa. Si ha talora che le fibre di uralite sono disposte parallelamente fra di loro ed in modo che le direzioni [001] e [010] sono parallele a quelle dell'originario pirosseno, del quale è spesso conservata anche la geminazione; non sempre però c'è una simile regolarità e si trovano molto spesso augiti totalmente o parzialmente trasformate in un feltro di aciculi anfibolici.

Nelle sezioni sottili l'augite mostra notevole rilievo e sagrinatura, colori d'interferenza massimi elevati, poco diversi da quelli del diopside. I cristalli

regolarmente formati dànno sezioni ottagone se tagliati trasversalmente, a parallelogrammo allungato se parallele al piano di simmetria, esagone, pure allungate, quelle secondo l'ortopinacoide.

Quando è presente la struttura a clessidra, le sezioni {010} si mostrano divise in quattro settori per mezzo di linee che dal centro vanno verso gli angoli del contorno: i due settori opposti che hanno per base le tracce di {100} sono, a solo polarizzatore, più scuri degli altri due (fig. 95 *a*) ed anche a nicol incrociati mostrano birifrazione ed estinzioni diverse; aspetto analogo, ma meno distinto, hanno le sezioni {100} nelle quali i settori più scuri sono quelli che si appoggiano alle tracce di {010} (fig. 95 *b*). In sezioni normali a [001] si osserva una suddivisione in otto settori, con differenze però in generale poco sensibili. Spesso struttura a clessidra e struttura zonata si trovano insieme associate.



Fig. 95 *a*.



Fig. 95 *b*.

Riguardo alle estinzioni, quello che ho detto per il diopside vale, in linea generale, anche per l'augite; in quella basaltica, in conseguenza della forte dispersione delle bisettrici, non si ha, a luce bianca, estinzione netta; il fenomeno, si capisce, non si osserva nelle sezioni della zona dell'ortoasse, mentre ha la massima evidenza in quelle parallele a {010}. In vicinanza dell'estinzione si vedono dei particolari e caratteristici colori d'interferenza azzurrastri e brunastri, anzi il modo di mostrarsi di questi colori può far conoscere se verso l'obiettivo è rivolta la (010) o la (0$\bar{1}$0); nel primo caso infatti, ruotando

nel verso delle lancette dell'orologio, dopo la posizione di massima oscurità appaiono colori bruni, se viceversa si ruota nel verso opposto appaiono gli azzurri.

I geminati secondo {100}, in sezioni della zona [010] mostrano estinzione contemporanea e retta dei vari individui, ma la geminazione si riconosce perchè le singole lamelle hanno colori d'interferenza diversi e talora anche colore diverso a solo polarizzatore. Sempre nelle sezioni di questa zona la traccia del piano di unione biseca quelle di sfaldatura prismatica, che hanno ugual direzione nei vari individui geminati; si capisce che la geminazione non è visibile su {100}. Le sezioni della zona che ha per asse la normale ad {100} hanno estinzione simmetrica dei due individui, o delle due serie di individui, se riferita alla traccia del piano di geminazione; appartengono a questa zona la sezione normale a [001], nella quale l'estinzione simmetrica ha il valore 0°, e quella parallela a {010} nella quale essa ha il valore $c:\gamma$.

Oltre all'augite comune ed a quella basaltica, rientrano in questo tipo la *fassaite*, poco ricca di sesquiossidi e di color verde e l'*omfacite*, pure verde.

L'augite è molto diffusa in rocce intrusive ed effusive svariate; nelle prime si trova generalmente in granuli irregolari, nelle altre in cristalli più o meno distinti e grandi, di primo tempo, ed in piccoli individui nella massa fondamentale. Anche in molti scisti cristallini è minerale frequente, talora essenziale; la fassaite è propria di alcuni calcari di contatto, la omfacite delle eclogiti.

3) *Pirosseni alcalini*. Sono legati con termini di passaggio ai tipi precedenti; si possono distinguere l'*egirinaugite*, l'*egirina* vera e propria con l'*acmite* e la *giadeite*.

a) *Egirinaugite*. Comprende i pirosseni augitico-diopsidici con notevoli quantità di Na Fe $(Si\ O_3)_2$ e piccolo tenore di Na Al $(Si\ O_3)_2$; forse una parte di Fe_2O_3 non è legata agli alcali. Spesso titanifera.

Fonde al cannello; dall'H Cl caldo le viene talora sottratto dell'$Fe_2\ O_3$.

Abito colonnare tozzo, generalmente appiattito secondo {100}; geminati {100} frequenti.

Talvolta struttura zonata ed anche a clessidra; costituisce spesso un rivestimento dell'augite basaltica od una zona intermedia fra un nucleo diopsidico ed un rivestimento esterno egirinico.

Sfaldatura {110} netta e facilissima, {010} meno facile e variabile.

P. sp. 3,5; D. 6.

Color verde scuro o verde-nero; lucentezza come nei precedenti. In sezione colore assai intenso e pleocroismo:

α = verde-erba,
β = verde chiaro,
γ = giallognolo o bruniccio.

Rifrazione e birifrazione, negativa o talora positiva, molto forti:

$$\alpha = 1{,}745, \quad \beta = 1{,}770, \quad \gamma = 1{,}782;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}037,$$
$$\gamma - \beta = 0{,}012, \quad \beta - \alpha = 0{,}025.$$

$2\ V = 69^0$; dispersione $r < v$.

Orientazione:

$$b = \beta,\ c : \gamma \text{ tra } + 55^0 \text{ e } + 85^0,$$

quindi piano degli assi ottici {010}; dispersione delle bisettrici forte. L'angolo $c : \gamma$ aumenta quanto più ci si avvicina alla egirina.

Nelle sezioni sottili l'egirinaugite è talvolta in microliti così piccoli che difficile riesce la determina-

zione dei caratteri ottici; quando, come del resto spessissimo avviene, essa ha maggiori dimensioni, sua caratteristica principale è il notevole pleocroismo; nelle sezioni {010} ha estinzione poco netta per la forte dispersione delle bisettrici.

Riguardo alla misura dell'angolo di estinzione, ricordo quanto ho detto in proposito parlando del diopside; in generale nell'egirinaugite si determina $c : \alpha$ che ha valori variabili fra -35^0 e -5^0.

La egirinaugite si distingue dalla massima parte degli altri minerali per la sfaldatura, per il colore e per il pleocroismo, dall'egirina per il valore di $c : \gamma$.

Minerale assai diffuso nelle rocce eruttive alcaline.

b) *Egirina*. Na Fe $(Si\ O_3)_2$, con sostituzione di poco Al ad Fe e di K ad Na; contiene anche, in quantità maggiore o minore, silicati del tipo del diopside.

Facilmente fusibile al cannello; poco attaccata dagli acidi.

Abito per lo più colonnare allungato secondo [001], con {110}, {100}, {010}, quest'ultima forma talora mancante, spesso appiattito secondo {100}; terminazione irregolare od acuta. Aggregati bacillari divergenti a ventaglio, talvolta estremamente minuti.

Geminazione {100}.

Sfaldatura come per l'egirinaugite.

Struttura zonata frequente e così pure uno schiarire della tinta dall'interno verso l'esterno.

Concrescimenti paralleli con altri pirosseni ed anche con anfiboli alcalini.

P. sp. 3,6; D. 6-6,5.

Verde-nerastra; lucentezza come gli altri pirosseni. In sezione intensamente colorata, con:

α = verde intenso,
β = verde chiaro,
γ = giallo, giallo-verde, giallo-bruno.

Rifrazione e birifrazione, negativa, fortissime:

$$\alpha = 1{,}763, \quad \beta = 1{,}799, \quad \gamma = 1{,}813;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}050,$$
$$\gamma - \beta = 0{,}014, \quad \beta - \alpha = 0{,}036.$$

2 V = 62°-66°; dispersione forte r > v.

Orientazione:

$$b = \beta, \quad c : \gamma \text{ fra } + 92^{o} \text{ e } + 98^{o},$$

e quindi piano degli assi ottici {010}; forte dispersione delle bisettrici.

L'alterazione produce un accumulamento di ossidi di ferro.

In sezione i colori d'interferenza, molto elevati, dell'egirina sono, in parte almeno, nascosti dalla forte colorazione propria del minerale; estinzioni non nette, in particolare su {010} per la forte dispersione delle bisettrici. Si misura in generale l'angolo $c : \alpha$ che oscilla fra + 2° e + 8°.

Riconoscimento in generale facile.

Varietà, relativamente rara, dell'egirina, può considerarsi l'*acmite*, che è caratterizzata dalla colorazione bruno-nera; in sezione essa mostra:

α = bruno, bruno-verdastro,
β = giallo, giallo-verdognolo,
γ = giallo-bruniccio.

L'egirina e, più di rado, l'acmite, sono componenti caratteristici di rocce abissali, filoniane ed effusive, generalmente acide, della serie alcalina; l'egirina si trova anche in alcuni scisti cristallini, come in certi gneiss e granuliti:

c) *Giadeite*. $Na\,Al\,(Si\,O_3)_2$ con piccole quantità di H, K, Cr, e talvolta di Ca, Fe, Mg (*cloromelanite*).

Facilmente fusibile al cannello; poco attaccata dagli acidi.

Masse a struttura granulare, bacillare, fibrosa, lamellare.

Geminazione {100} non rara, lamellare.

Sfaldatura facile {110}, {100} molto meno facile; fratture trasversali.

P. sp. 3,3; D. 6,5.

Bianca, verdolina, verde, verde scura (cloromelanite); lucentezza semivitrea, madreperlacea sulla sfaldatura. In sezione incolora o verdolina; le varietà a colorazione più intensa hanno pleocroismo sensibile e così una giadeite cromifera dà:

$$\alpha = \text{verde-smeraldo}, \ \gamma = \text{giallo-canarino};$$

la cloromelanite:

$$\alpha = \beta = \text{verde-giallognolo}, \ \gamma = \text{verde-azzurro}.$$

Rifrazione media, birifrazione, positiva, molto elevata:

$$\beta = 1.654; \ \gamma - \alpha = 0.029.$$

$2V = 72^{\circ}$; debole dispersione $r < v$; in altri casi $2V$ assai più grande e forte dispersione $r > v$ (cloromelanite).

Orientazione:

$$b = \beta, \ c : \gamma = 33^{\circ}\tfrac{1}{2},$$

od anche valori più forti, superanti 40°. Il piano degli assi ottici è {010}, ed un asse ottico è quasi parallelo a [001]; dispersione delle bisettrici talora molto notevole, talora mancante o quasi.

Sono state descritte trasformazioni in anfibolo o in clorite.

Si trova nelle eclogiti e forma anche rocce, nelle quali è il componente principale, dette appunto giadeititi.

GRUPPO DEGLI ANFIBOLI MONOCLINI. – Ha chimicamente, e, in parte, anche morfologicamente, grande analogia con quello dei pirosseni. Da un termine all'altro cambiano alcune proprietà e così, nella fig. 96 è rappresentata la variazione di $c : \gamma$. Si possono distinguere tre tipi principali, cioè, come per i pirosseni, degli anfiboli privi o poveri di sesquiossidi, di quelli ricchi di sesquiossidi e di quelli alcalini, e qui pure si hanno termini di passaggio fra tipo e tipo.

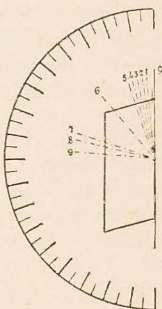


Fig. 96. – 1 glaucofane, 2 orneblenda basaltica, 3 grünerite, 4 actinoto, 5 orneblenda comune, 6 catoforite, 7 crocidolite, 8 arfvedsonite, 9 riebeckite.

Caratteristica comune la sfaldatura {110} con angolo di circa 124° fra i due sistemi di tracce.

1) *Tipo dell'actinoto* $Ca(Mg, Fe)_3 (Si O_3)_4$, con eventuale sostituzione di piccole quantità di Mn ad Fe e con quantità variabili, ma sempre piccole, di Fe''', Al e di alcali. È poi costante un certo tenore (1-2%) di acqua, comune del resto a tutti gli anfiboli, e talora di fluore e di titanio. La varietà senza Fe'' o che ne contiene pochissimo è detta *tremolite*, mentre il nome di *actinoto* è riservato ai termini ferriferi.

Tanto più facilmente fusibili quanto più ricchi di ferro; poco attaccabili da H Cl e più quelli ferriferi.

Abito prismatico allungato con {110}, {010}, {100}, per lo più senza terminazione regolare; aggregati colonnari fascicolati, bacillari, fibrosi, talvolta feltrati; granuli.

Geminazione {100} come nei pirosseni; geminazione lamellare {001} piuttosto rara, forse di natura secondaria in conseguenza di pressioni.

Sfaldatura {110} perfetta; secondo {010} raramente visibile; divisibilità trasversale frequente.

P. sp. 3; D. 5,5.

Colore bianco o grigio nella tremolite, verde di varia intensità e di vario tono negli altri, talvolta brunastro; lucentezza vitrea, traente alla madreperlacea sulla sfaldatura, sericea negli aggregati fibrosi. In sezione mancanza di colore (tremolite) o color verde, per lo più molto chiaro, nell'actinoto; pleocroismo sensibile, appena si nota una colorazione anche leggera:

$$\alpha = \beta = \text{incoloro o giallino chiaro}, \ \gamma = \text{verde}.$$

Rifrazione media, birifrazione, negativa, molto alta:

$$\alpha = 1{,}600\text{-}1{,}628, \ \beta = 1{,}613\text{-}1{,}644, \ \gamma = 1{,}624\text{-}1{,}655;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}023\text{-}0{,}033, \ \gamma - \beta = 0{,}008\text{-}0{,}016, \ \beta - \alpha = 0{,}013\text{-}0{,}017.$$

$2V = 77^{o}\text{-}86^{o}$; dispersione debole $r < v$.

Orientazione:

$$b = \beta, \ c:\gamma \text{ fra } +10^{o} \text{ e } +20^{o},$$

quindi piano degli assi ottici {010} ed allungamento positivo. Una relazione fra il variare della composizione chimica e quello delle proprietà ottiche, non è ancora chiaramente stabilita.

Alterazioni rare, in serpentino criptocristallino per l'actinoto, in talco per la tremolite.

In sezione sottile questi anfiboli mostrano medio rilievo e colori d'interferenza massimi elevati; la sfaldatura si manifesta con tracce nettissime, rettilinee, continue: nelle sezioni normali a [001] i due sistemi fanno angolo di 124°.

Le sezioni della zona [001] hanno estinzione piuttosto piccola con l'allungamento, il quale coincide

con il solo sistema di tracce di sfaldatura visibile in questa zona; l'estinzione è a 0° per la sezione parallela all'ortopinacoide e, in quella secondo il clinopinacoide, riconoscibile dai colori d'interferenza massimi, ha il valore $c : \gamma$, sempre vicinissimo al massimo assoluto della zona. Le sezioni della zona [010] hanno estinzione retta ed in quella normale a c, riconoscibile dalla perfetta nettezza dei due sistemi di tracce di sfaldatura, che fanno l'angolo caratteristico, si vede, a luce convergente, l'emergenza inclinata di γ, con traccia del piano degli assi ottici coincidente con la diagonale breve delle losanghe di sfaldatura. Nella sezione {100} che appartiene anche, come ho ricordato poc'anzi, alla zona [001], si ha un solo sistema di tracce di sfaldatura ed emergenza inclinata della bisettrice acuta negativa (α) con traccia del piano degli assi ottici parallela a quelle di sfaldatura.

Per i geminati {100}, a parte i valori degli angoli di estinzione, si hanno le stesse apparenze descritte a proposito dei pirosseni.

Nelle varietà colorate, le sezioni con sfaldatura a losanga sono quasi incolore e con pleocroismo poco sensibile; esso è invece chiaramente osservabile in quelle, allungate, della zona [001], che hanno la colorazione più intensa quando la direzione di vibrazione più vicina all'allungamento coincide con la sezione principale dell'analizzatore.

Al tipo dell' actinoto si possono anche riportare:

La *smaragdite*, verde-smeraldo, derivata dalla trasformazione del diallagio.

La *nefrite*, spesso confusa con la giadeite, verde-grigia, a struttura feltrata molto minuta.

La *grünerite* principalmente $Fe\ Si\ O_3$ talora manganesifera, a P. sp. elevato (3,5), bruna, con rifra-

zione e birifrazione più alte che nelle altre varietà:

$$\alpha = 1{,}672, \quad \beta = 1{,}697, \quad \gamma = 1{,}717;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}045,$$
$$\gamma - \beta = 0{,}020, \quad \beta - \alpha = 0{,}025,$$

o un po' più basse; $c : \gamma = + 10^{\circ} + 19^{\circ}\frac{1}{2}$, con valori crescenti col diminuire del ferro. Il pleocroismo è simile a quello dell'actinoto, meno nella varietà manganesifera che ha:

$$\alpha = \text{bianco-verde}, \ \beta = \text{verde-bruno}, \ \gamma = \text{incoloro},$$

e $\beta > \alpha > \gamma$.

I minerali di questo tipo si riconoscono, come anfiboli, sopra tutto per la caratteristica sfaldatura e dagli altri termini del gruppo per il debole o mancante pleocroismo, il cui grado serve a distinguere le diverse varietà, mentre il più alto valore della rifrazione e della birifrazione caratterizzano, in generale, la grünerite. Per il riconoscimento della tremolite dalla wollastonite v. questa.

La tremolite è minerale diffuso nei calcari e nelle dolomie; si trova anche in alcune peridotiti e rocce derivate, dove è minerale originario, o secondario da olivina, nel qual caso può prevalere tanto sui residui di peridoto da formare delle rocce quasi esclusivamente tremolitiche.

L'actinoto, come elemento secondario, si trova in alcune rocce eruttive gabbrico-diabasiche, dove deriva dai pirosseni o, eventualmente, dall'olivina; è poi diffusissimo negli scisti cristallini.

La nefrite, di origine secondaria, è connessa con gabbri e serpentine, la grunerite con micascisti e quarziti.

2) *Tipo dell'orneblenda.* Ha, nel gruppo degli anfiboli, il posto che in quello dei pirosseni è occu-

pato dal tipo dell'augite. Si distinguono due varietà principali che hanno anche, come dirò tra poco, caratteri morfologici ed ottici alquanto diversi: l'*orneblenda comune* od *orneblenda verde*, relativamente povera di sesquiossidi, in particolare di $Fe_2 O_3$, e l'*orneblenda basaltica*, ricca di $Fe_2 O_3$, spesso contenente alcali e talora titanifera; ad alcune altre varietà accennerò in seguito.

Contegno al cannello e con gli acidi come i corrispondenti pirosseni.

L'orneblenda comune è raramente in cristalli ben formati e si trova per lo più in granuli irregolari, forme colonnari, mentre l'orneblenda basaltica è di regola in cristalli idiomorfi; forme comuni {110}, {010}, {011}, {$\bar{1}$01}.

Geminazione e sfaldatura come per l'actinoto.

Cristalli zonati non rari e così pure, ma molto meno comune che nei pirosseni, struttura a clessidra

Corrosioni magmatiche frequenti nell'orneblenda basaltica; molto caratteristico il così detto orlo opacitico, costituito da una minuta granulazione di ossidi di ferro misti a cristallini colonnari di augite. Spesso questa trasformazione si limita ad un orlo piuttosto esile attorno ai cristalli di orneblenda (fig. 97), ma talvolta si ha anche una sostituzione totale. Questo fenomeno si ritiene dovuto al fatto che ad un certo momento, prima della totale consolidazione della roccia, l'orneblenda, per le mutate condizioni del magma, si è trovata a non esser più stabile ed il suo posto è stato preso da un complesso di minerali adatti alle nuove condizioni.

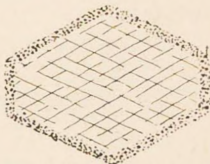


Fig. 97.

P. sp. 3,1-3,3; D. 6.

Raramente biancastra (*edenite*), verde-scura, generalmente, o nera; lucentezza come per l'actinoto. In sezione, colorazione e pleocroismo intensi; per l'orneblenda comune:

α = giallognolo, giallo-verdolino,
β = verde, verde-marcio,
γ = verde intenso, verde-azzurro, verde-bruno,

con $\gamma \geqq \beta > \alpha$, sebbene in alcuni casi si trovi anche lo schema di assorbimento $\beta > \gamma > \alpha$; nell'orneblenda basaltica:

α = giallo chiaro, giallo-verdolino,
β = marrone,
γ = marrone scuro;

lo schema di assorbimento è quello consueto $\gamma \geqq \beta > \alpha$; talvolta l'assorbimento secondo γ è così forte, che l'orneblenda appare quasi opaca quando γ coincide con la sezione principale del polarizzatore.

Aureole policroiche frequenti, con rinforzo dell'assorbimento, aumento, in generale, della birifrazione e diminuzione di $c:\gamma$.

Rifrazione e birifrazione, generalmente negativa, elevate:

$$\alpha = 1{,}614\text{-}1{,}675,\quad \beta = 1{,}618\text{-}1{,}691,$$
$$\gamma = 1{,}633\text{-}1{,}701;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}019\text{-}0{,}026,\quad \gamma - \beta = 0{,}010\text{-}0{,}015,$$
$$\beta - \alpha = 0{,}004\text{-}0{,}016.$$

Si trovano però anche valori più bassi o, per alcune orneblende basaltiche, molto più alti, tanto per la rifrazione quanto per la birifrazione.

2 V molto variabile ma generalmente grande; dispersione debole $r < v$.

Orientazione:

$b = \beta$, $c:\gamma$ fra 0° e $+ 33^\circ$ od anche piccoli valori ne-

gativi, quindi piano degli assi ottici {010}, segno dell'allungamento positivo.

I dati riportati mostrano una notevole variabilità ed anche qui, come per i pirosseni, senza un chiaro legame con la variazione della composizione chimica. In linea generale l'orneblenda comune sembra avere valori più bassi degli indici e della potenza birifrattiva, mentre quella basaltica li ha più elevati; $c:\gamma$, per la prima oscilla intorno a $+ 20^{\circ}$, mentre in questa si hanno valori da $+ 10^{\circ}$ a 0° o piccoli valori negativi. La dispersione delle bisettrici è poco sensibile nell'orneblenda comune, nella basaltica invece talvolta apprezzabile, specialmente in termini titaniferi e contenenti alcali; si ha $c:\gamma_r < c:\gamma_v$ se l'estinzione è positiva, il contrario se è negativa.

L'orneblenda si trasforma talvolta in serpentino; l'alterazione più frequente dà luogo a clorite con granuletti di epidoto o calcite e quarzo; anche qui, come per l'augite, in uno stadio ulteriore si ha una mescolanza di carbonati e quarzo.

Nelle sezioni sottili l'orneblenda mostra un certo rilievo, mentre gli elevati colori d'interferenza sono spesso in parte mascherati dall'intensa colorazione propria.

Per le estinzioni delle sezioni in zona v. actinoto e così pure per i geminati.

Per la determinazione del pleocroismo si cerca prima una sezione normale a [001], cioè con il reticolato di sfaldatura a tracce ugualmente nette per i due sistemi e con angolo di 124° circa; si porta la diagonale lunga (fig. 98) a coincidere con la sezione principale del polarizzatore ottenendo così il colore di β, e, dopo aver ruotato di 90°, si osserva

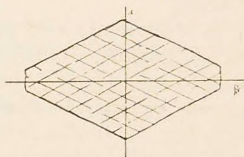


Fig. 98.

quello di α [1]. In una sezione longitudinale poi, cioè con un sol sistema di tracce, si determina il colore della direzione di vibrazione (γ) più vicina alle tracce stesse: quello che si ha dopo una rotazione di 90° è di α se siamo paralleli a {010}, di β se a {100}, intermedio per sezioni qualsiansi.

L'*edenite* è una varietà di orneblenda comune quasi priva di ferro e, in sezione sottile, mal riconoscibile dalla tremolite; la *pargasite* differisce dalle altre orneblende per il segno positivo della birifrazione.

La *barkevikite* è un'orneblenda ricca di sesquiossidi, sodifera e titanifera, con Mg quasi interamente sostituito da Fe''; γ = bruno scuro, β = bruno-rossastro, α = giallo-bruniccio chiaro, $c:\gamma = +14°$.

La *catoforite* ha uno schema di assorbimento $\beta > \gamma > \alpha$ con α = giallo-rossastro chiaro, β = rosso-bruno, γ = giallo-verdognolo o giallo-rossastro, $c:\gamma$ fra $+30°$ e $+60°$.

L'orneblenda si riconosce dagli altri anfiboli per l'intensità o per il tipo del pleocroismo; si capisce che la distinzione può esser incerta per i termini di passaggio. Dagli altri minerali è distinta dalla sfaldatura.

L'orneblenda comune è frequente in rocce abissali acide, graniti, sieniti, dioriti, nelle quali spesso è elemento essenziale; anche in alcuni scisti cristallini, gneiss e, particolarmente, anfiboliti, scisti anfibolici, ecc., è molto diffusa ed abbondante.

L'edenite, minerale poco comune, si trova in alcune dolomie e calcari cristallini, la pargasite pure nei calcari ed anche negli gneiss.

L'orneblenda basaltica, talora di tipo barkevi-

---

(1) Questo non è interamente esatto perchè c non coincide con γ, ma in pratica si può trascurare quest'errore.

kitico, si rinviene in rocce intrusive alcaline, sienitiche e più basiche ed anche in gabbri anfibolici basici; comune, ed in cristalli ben conformati, in svariate rocce effusive, trachiti, fonoliti, andesiti, tefriti, ecc.

La barkevikite si trova più che altro nelle sieniti nefeliniche e nelle monchiquiti, la catoforite nelle tinguaiti.

3) *Anfiboli alcalini*. Gli anfiboli alcalini hanno composizione e proprietà assai diverse fra di loro; inoltre alcuni hanno sede a preferenza negli scisti cristallini, altri nelle rocce eruttive: conviene pertanto descrivere separatamente le principali varietà.

a) *Glaucofane*. Miscele di $Na\,Al\,(Si\,O_3)_2$ e di $(Mg, Fe, Ca)\,Si\,O_3$ con sostituzione di parte di Al con Fe‴.

Facilmente fusibile al cannello; poco attaccato dagli acidi.

Abito prismatico allungato secondo [001], senza terminazione regolare; fibre ed aggregati fibrosi.

Geminazione {100} rara.

Sfaldatura anfibolica netta e, spesso, separabilità trasversale.

P. sp. 3,1; D. 6.

Azzurro più o meno intenso fino ad azzurro-nerastro; lucentezza vitrea o madreperlacea. In sezione:

α = incoloro o giallo-verdolino chiaro,
β = violaceo-ametistino,
γ = azzurro.

Di rado aureole policroiche.

Rifrazione media e birifrazione, negativa, elevata:

$$\alpha = 1{,}621,\quad \beta = 1{,}638,\quad \gamma = 1{,}639;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}018,$$
$$\gamma - \beta = 0{,}001,\quad \beta - \alpha = 0{,}017.$$

In altri casi (gastaldite), con birifrazione poco diversa indici assai più elevati ($\beta = 1,646$-$1,656$) o anche birifrazione più alta, $\gamma - \alpha = 0,022$-$0,024$. $2\,V = 42^\circ$-44° e talora anche molto più piccolo, fino a 0°; forte dispersione $r < v$.

Orientazione:

$$b = \beta,\ c : \gamma \text{ tra } + 4^\circ \text{ e } + 8^\circ,$$

e quindi piano degli assi ottici {010}, allungamento positivo ed estinzione ad esso vicina.

È stata descritta un'alterazione cloritica, con albite, epidoto ed ematite.

In sezione sottile rilievo e colori d'interferenza elevati; le sezioni a birifrazione più bassa dànno, a luce convergente, l'emergenza della bisettrice acuta negativa, con angolo assiale piuttosto piccolo. Il pleocroismo si determina come nell'orneblenda; le sezioni allungate dànno l'azzurro quando l'allungamento coincide con la sezione principale del polarizzatore.

Riconoscimento facile per il tipico pleocroismo; per la distinzione dagli altri anfiboli azzurri v. più avanti. Le tormaline, che possono avere analoga colorazione, mancano, fra l'altro, della sfaldatura caratteristica.

La *gastaldite*, a colorazione meno intensa, è un glaucofane povero di ferro ferrico.

Con il nome di *pseudoglaucofane* è stato descritto un anfibolo con piano degli assi ottici normale a {010}, estinzione di 5°-6° sul clinopinacoide, $\alpha =$ giallo chiaro, $\beta =$ azzurro-grigio scuro, $\gamma =$ violetto scuro, $\gamma - \alpha = 0,014$, $\gamma - \beta = 0,001$, $\beta - \alpha = 0.011$, $2\,V = 40^\circ$; tale anfibolo si trova come zona esterna attorno a del glaucofane normale.

Il glaucofane e varietà analoghe, giacchè probabilmente esistono numerosi termini di passaggio con

l'orneblenda e con l'actinoto, è assai diffuso negli scisti cristallini, anfiboliti specialmente, micascisti, calcari cristallini, eclogiti.

b) *Arfvedsonite*. $Na_2\ Fe_3\ (Si\ O_3)_4$ con quantità, generalmente piccole, di Fe''', Al, Mn, Ca.

Facilmente fusibile al cannello; inattaccabile dagli acidi.

Abito prismatico tozzo, senza regolare terminazione; aggregati, lamelle, granuli.

Geminazione {100}.

Sfaldatura {110} e, poco netta, {100}.

Frequente associazione con egirinaugite od egirina, con coincidenza di [001] e [010].

P. sp. 3,45; D. 6.

Colorazione nera; lucentezza vitrea. In sezione:

α = azzurro scuro,
β = azzurro-grigiastro,
γ = giallo-verdognolo;

assorbimento $\alpha > \beta > \gamma$ (1).

Rifrazione forte, birifrazione di intesità e di segno ancora incerto; generalmente vien considerata bassa, ma da alcuni dati si dedurrebbero invece valori elevati. $2\,V = 90^o$ (?).

Orientazione:

$$b = \beta,\ c:\alpha \text{ da } -10^o \text{ a } -18^o,$$

quindi piano degli assi ottici {010} ed allungamento negativo. Forte dispersione delle bisettrici, $c:\alpha_r < c:\alpha_v$, e quindi, in generale, estinzioni poco nette.

Per alterazione si hanno ossidi e carbonato di ferro.

In sezione sottile la forte colorazione propria nasconde le altre proprietà ottiche; per la determinazione del pleocroismo si procede come per gli altri

(1) Il Dana pone il colore di α per quello di γ e viceversa e dà lo schema: $\gamma > \beta > \alpha$.

anfiboli, con l'avvertenza che nelle sezioni normali a [001], con la diagonale breve delle tracce di sfaldatura coincide, qui, γ invece di α e che nelle sezioni longitudinali la vibrazione vicina all'allungamento è α.

Si trova nelle sieniti eleolitiche ed in altre rocce eruttive alcaline.

c) *Riebeckite*. Miscele di $Na_2\,Fe_2\,(Si\,O_3)_4$ con $Fe_4\,(Si\,O_3)_4$ e con quantità variabili di altri silicati.

Facilmente fusibile al cannello; inattaccabile dagli acidi.

Abito prismatico allungato secondo [001]; aciculi ed aggregati bacillari o lamellari; fibre ed aggregati fibrosi.

Sfaldatura al solito.

P. sp. 3,4; D. 5,5-6.

Colore nero o nero-azzurro; lucentezza vitrea o sericea nelle varietà fibrose. In sezione:

α = azzurro-indaco scuro,
β = azzurro meno scuro,
γ = verde-giallo chiaro.

Rifrazione alta (1,687-1,695), birifrazione generalmente molto bassa ($\gamma - \alpha$ = 0,003-0,005) con carattere negativo o, in qualche caso, positivo.

Orientazione:

$$b = \beta,\ c : \alpha \text{ fra } -1^\circ \text{ e } -8^\circ,$$

ma talora anche, con valori simili di $c : \alpha$, $b = \gamma$; per conseguenza piano degli assi ottici parallelo o normale a {010}; allungamento negativo. Dispersione delle bisettrici $c : \alpha_r > c : \alpha_v$, talora forte, talora debole.

Diverse varietà vicine alla riebeckite sono citate ma non sempre sicuramente ed interamente note; fra di esse ha interesse petrografico la *crocidolite* con $c : \alpha = -18^\circ$-20°, birifrazione elevata (0,025 ?), pleocroismo vicino a quello del glaucofane come tinte,

ma diverso in quanto che i colori simili si riferiscono ad assi diversi; si ha in generale:

α = azzurro piuttosto scuro,
β = violaceo,
γ = giallognolo o verdolino.

È da notare però che secondo alcuni autori la crocidolite non sarebbe un minerale distinto, ma con tal nome dovrebbero indicarsi tutte le varietà asbestiformi degli anfiboli azzurri.

La riebeckite si trova in rocce eruttive alcaline, generalmente acide, graniti e sieniti alcalini, lipariti, trachiti, ecc.; è stata rinvenuta anche in scisti cristallini, gneiss, scisti a lawsonite, ed in rocce di contatto.

La crocidolite sostituisce talvolta il glaucofane negli scisti che lo contengono, e si trova in litoclasi di rocce alterate.

I diversi anfiboli azzurri, a prescindere dalle condizioni di giacitura spesso differenti, si riconoscono l'uno dall'altro principalmente per i seguenti caratteri: il glaucofane ha allungamento positivo, mentre l'arfvedsonite e la riebeckite l'hanno negativo; questi ultimi due si distinguono per il valore di $c : \alpha$.

ROSENBUSCHITE. – Principalmente metasilicato di calcio e sodio, nel quale Si è parzialmente sostituito da Zr e Ti, O da F, Ca ed Na, forse in piccola parte da Ti come base. Ravvicinata al gruppo dei pirosseni.

Facilmente fusibile al cannello; attaccata da H Cl.

Aghetti allungati secondo [010] in aggregati divergenti.

Sfaldatura facile {001}, meno facile {100}.

P. sp. 3,3; D. 5-6.

Grigio-aranciata o grigio-brunastra; lucentezza vitrea. In sezione incolora, o giallo-grigia chiara, con pleocroismo appena sensibile $\alpha < \beta = \gamma$.

Rifrazione e birifrazione, positiva, forti:

$$\alpha = 1{,}682\text{-}1{,}683,\quad \beta = 1{,}687\text{-}1{,}688,$$
$$\gamma = 1{,}710\text{-}1{,}712;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}028\text{-}0{,}029,\quad \gamma - \beta = 0{,}023\text{-}0{,}024,$$
$$\beta - \alpha = 0{,}005.$$

$2\,V = 60^{\circ}$ circa.

Orientazione:

$$b = \alpha,\ c: \gamma \text{ fra } -12^{\circ} \text{ e } -14^{\circ},\ a: \beta \text{ fra } +24^{\circ} \text{ e } +26^{\circ},$$

e quindi piano degli assi ottici normale a {010}, allungamento negativo.

Per alcuni caratteri si riavvicina alla sillimanite ed alla pectolite, dalle quali però la distingue il segno dell'allungamento, carattere che la differenzia anche dall'epidoto.

È minerale assai raro, trovato in sieniti nefeliniche e rocce filoniane connesse.

LÅVENITE. – Press'a poco Na (Zr O . F) (Fe, Ca, Mn) $(Si\,O_3)_2$. Ravvicinata essa pure ai pirosseni, ma forse da considerarsi come un eteropoli composto.

Fusibile al cannello; scomposta da H Cl se in polvere sottile.

Abito colonnare allungato secondo [001], o tabulare secondo {100}; granulare.

Talora geminazione anche lamellare, secondo {100}.

Sfaldatura {100}, talora molto netta in seguito a geminazione.

P. sp. 3,5; D. 6.

Quasi incolora, giallo-miele, gialla scura, bruno-nera; lucentezza vitrea. In sezione incolora, o:

α = giallo chiaro,
β = giallo-verdolino,
γ = aranciato o bruno; $\gamma > \beta > \alpha$.

Rifrazione e birifrazione, negativa, molto elevate:

$$\beta = 1{,}750;\ \gamma - \alpha = 0{,}03.$$

2 V = 80° circa.
Orientazione:

$$b = \beta,\ c : \alpha - 19^{\circ} - 20^{\circ}.$$

Vicina alla låvenite, e contenente notevoli quantità di Nb, è la *wöhlerite*, con abito tabulare secondo {100} e geminazione polisintetica secondo tal pinacoide, quasi costante; ha orientazione $b = \gamma$, $c : \alpha$ — 43°-45° e questo, insieme all'abito, è il carattere che meglio la distingue dalla låvenite.

Sono ambedue minerali rari, in special modo il secondo, di sieniti nefeliniche, od altre rocce eruttive alcaline acide.

GRUPPO DELLE HUMITI MONOCLINE. – Comprende tre minerali, la *condrodite* $Mg_3\,[Mg\,(F, OH)]_2\,(Si\,O_4)_2$, la *clinohumite* $Mg_7\,[Mg\,(F, OH)]_2\,(Si\,O_4)_4$ e la *titanolivina* che può considerarsi una clinohumite senza F, con un po' di Be e titanifera; per questa ultima sono stati proposti i nomi di *titanoclinohumite* o *titanidroclinohumite*.

a) *Condrodite e clinohumite.*

Infusibili al cannello; gelatinizzano con gli acidi.

Granuli irregolari, rotondeggianti, ovoidali.

Geminati frequenti: secondo {001} lamellari polisintetici, oppure secondo {105} o {305} nella condrodite, {103}, {$\bar{1}$03} nella clinohumite. Anche geminati incrociati e complessi secondo più leggi.

Sfaldatura {001} visibile nelle sezioni molto sottili; fratture irregolari molto frequenti.

P. sp. 3,1-3,2; D. = 6-6,5.

Per lo più gialle di varia intensità, o rossastre o

brune; lucentezza vitrea. In sezione incolore o, generalmente, con colorazione poco intensa:

$$\alpha = \text{giallo}, \ \beta \text{ e } \gamma = \text{quasi incoloro}.$$

Rifrazione media, birifrazione, positiva, molto alta; nella condrodite:

$$\alpha = 1{,}605\text{-}1{,}625, \ \beta = 1{,}618\text{-}1{,}638,$$
$$\gamma = 1{,}635\text{-}1{,}655;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}030\text{-}0{,}034, \ \gamma - \beta = 0{,}017\text{-}0{,}022,$$
$$\beta - \alpha = 0{,}011\text{-}0{,}013;$$

nella clinohumite $\beta = 1{,}670$.

2 V = 74°-80° con piccola dispersione $r > v$.

Orientazione, nella condrodite:

$$b = \gamma, \ a : \alpha = 25^\circ\text{-}30^\circ,$$

nella clinohumite:

$$b = \gamma, \ a : \alpha \ 7^\circ\text{-}15^\circ,$$

e quindi, in ambo i casi, piano degli assi ottici normale a {010}.

Alterazione serpentinosa od anche in brucite.

In sezione sottile notevole rilievo, sagrinatura e colori d'interferenza elevati.

È molto facile confondere questi due minerali con l'olivina, quando essi sieno incolori; un buon carattere distintivo può esser la geminazione, frequente nei primi, molto rara nell'altra. Se si vedono le tracce di sfaldatura, le sezioni normali alla bisettrice positiva estinguono obliquamente rispetto ad essa nelle humiti monocline, mentre nell'olivina e nell'humite trimetrica l'estinzione è retta. Il valore dell'angolo di estinzione serve poi a riconoscere l'un termine dall'altro. Per la distinzione dalla titanolivina v. questa.

La clinohumite è piuttosto rara nelle rocce; la condrodite è assai diffusa nei calcari e nelle dolomie cristalline o di contatto.

b) *Titanolivina.*

Infusibile al cannello; la polvere è attaccata da H Cl.

Granuli irregolari.

Geminazioni secondo un piano della zona [010] ora frequenti ora mancanti.

Nessuna sfaldatura.

Concrescimenti regolari con olivina, in modo che {100} di questa coincide con {010} della titanolivina; i limiti tra i due minerali sono ora netti, ora sfumati ed anche uno dei due include plaghe dell'altro.

P. sp. 3,2-3,3; D. 6.

Rosso-scura; lucentezza vitreo-resinosa. In sezione:

α = giallo-aranciato o giallo-oro,
$\beta = \gamma$ = giallo o giallo-verdolino, chiaro.

Rifrazione forte, birifrazione, positiva, molto elevata:

$$\alpha = 1{,}669,\ \beta = 1{,}678,\ \gamma = 1{,}702;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}033,$$
$$\gamma - \beta = 0{,}024,\ \beta - \alpha = 0{,}009.$$

$2V = 58^\circ\text{-}63^\circ$; dispersione notevole $r > v$.

Orientazione:

$$b = \gamma,$$

quindi piano degli assi ottici normale a {010}; forte dispersione delle bisettrici.

Alterazione in serpentino ed in un pirosseno diopsidico contenente granulazioni opache probabilmente ilmenitiche.

In sezione sottile notevole rilievo, sagrinatura e colori di interferenza molto elevati; sezioni gemi-

nate normali a γ estinguono simmetricamente rispetto alla traccia del piano di unione, a circa 20° (β) ma con notevole diversità per le diverse lunghezze d'onda, e così a 14°-15° per l'azzurro, a 28°-30° per il rosso. Nelle unioni regolari con l'olivina si vede che c'è parallelismo delle bisettrici acute dei due minerali e dei piani degli assi ottici (per il rosso nella titanolivina).

La titanolivina può molto facilmente scambiarsi con la condrodite; l'osservazione di sezioni {010} geminate, riconoscibili perchè in ambo i casi normali a γ, può risolvere il dubbio, giacchè nella condrodite l'estinzione più vicina alla traccia del piano di unione è negativa (α) nella titanolivina positiva (β).

La titanolivina è minerale, non molto raro, di alcune peridotiti e serpentine, ed è stata trovata anche in calcari.

LAZULITE. – (Mg, Fe) $(Al. OH)_2 (PO_4)_2$.

Infusibile al cannello; inattaccabile dagli acidi.

Abito bipiramidato con {111}, {$\bar{1}$11}, {101}; granuli ed aggregati granulari.

Geminati {100}, piano di unione irregolare o {001}.

Sfaldature raramente visibili in sezione.

P. sp. 3,1; D. 5,5.

Colore azzurro più o meno intenso; lucentezza vitrea. In sezione:

$$\alpha = \text{incoloro}, \quad \beta = \gamma = \text{celeste}.$$

Rifrazione media, birifrazione, negativa, molto elevata:

$$\alpha = 1{,}603, \quad \beta = 1{,}632, \quad \gamma = 1{,}639;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}036,$$
$$\gamma - \beta = 0{,}007, \quad \beta - \alpha = 0{,}029.$$

2 V = 68° ½ circa; dispersione $r < v$.

Orientazione:

$$b = \beta, \ c : \alpha = -9^\circ,$$

quindi piano degli assi ottici {010}.

In sezione sottile le sezioni parallele al piano degli assi ottici estinguono (α) a circa 20° dalla traccia di {111} ed a circa 40° da quella di {$\bar{1}$11}.

Si distingue da altri minerali azzurri per la mancanza di sfaldatura o per l'alta birifrazione.

In cristalli isolati ed in vene in alcune quarziti ed in micascisti e quarziti metamorfosati per contatto.

Gruppo dell'epidoto. – Miscele dei due silicati $Ca_2\,Al_2\,(Al.OH)\,(Si\,O_4)_3$ e $Ca_2\,Fe_2\,(Fe.OH)\,(Si\,O_4)_3$; in alcuni termini Al è sostituito da Mn, in altri da Ce ed altre terre rare.

a) *Epidoto* (*pistacite*) *e clinozoisite*. Con il primo nome si indicano le miscele ricche di ferro, con il secondo quelle povere.

Fondono al cannello tanto più facilmente quanto più sono ferriferi; inattaccabili dagli acidi.

Abito colonnare secondo [010], con {001}, {100}, {$\bar{1}$01}; generalmente poco sviluppato {100}; nelle rocce, per lo più troncato irregolarmente agli estremi dell'asse *b*. Aggregati bacillari; granuli ed aggregati granulari.

Geminazione {100} non rara, talora lamellare polisintetica; secondo la base rara.

Sfaldatura {001} facile che si manifesta con poche tracce nette; raramente visibile nei piccoli individui; secondo {100} assai meno facile.

Concrescimenti quasi costanti, e generalmente a passaggio graduale, di miscele diverse ed anche di termini monoclini con la zoisite.

P. sp. 3,3-3,5; D. 6,5.

Colore verde scuro, verde-pistacchio, verde-grigio, giallo-verde e, nelle varietà meno ferrifere, bianco-grigiastro; lucentezza vitrea, tendente, sulla base, alla madreperlacea od alla resinosa. In sezione mancanza di colore oppure, nei termini ferriferi:

α = incoloro o giallino chiaro,
β = giallo-verdolino,
γ = giallo-citrino.

Rifrazione molto forte; birifrazione bassissima e positiva nella clinozoisite, altissima e negativa nella pistacite, e, in generale, variabile con il contenuto di ferro. Per un contenuto 0% di molecole di epidoto ferrifero si ha:

$$\alpha = 1,714, \ \beta = 1,717, \ \gamma = 1,719;$$
$$\gamma - \alpha = 0,005, \ \gamma - \beta = 0,002,$$
$$\beta - \alpha = 0,003;$$

per 14 %:

$$\alpha = 1,720, \ \beta = 1,724, \ \gamma = 1,734;$$
$$\gamma - \alpha = 0,014, \ \gamma - \beta = 0,010,$$
$$\beta - \alpha = 0,004;$$

per 37 %:

$$\alpha = 1,729, \ \beta = 1,763, \ \gamma = 1,780;$$
$$\gamma - \alpha = 0,051, \ \gamma - \beta = 0,017,$$
$$\beta - \alpha = 0,034.$$

Il cambiamento di segno avviene in termini con l'8-11 % di epidoto ferrifero.

2 V rispetto ad α varia da $113^0 \, ^3/_4$ per la clinozoisite pura, a 69^0 circa per la pistacite a 37 %; dispersione debole r > v rispetto ad α.

Orientazione:

$$b = \beta, \ c : \alpha \ \text{da} + 12^0 \ \text{a} - 5^0 \ \text{circa},$$

nell'ordine di sopra (fig. 99 e 100), quindi piano degli assi ottici {010} ed allungamento di segno va-

riabile; dispersione delle bisettrici variabile, debole per la pistacite e forte per la clinozoisite.

Ho già accennato (pag. 197) come, secondo studi recenti, al gruppo degli epidoti monoclini dovrebbe esser riportata anche la zoisite β: si avrebbe allora una clinozoisite α, corrispondente alla clinozoisite primitiva, ed una clinozoisite β che sarebbe quella prima ritenuta zoisite β. In pratica queste distinzioni, anche se confermate, difficilmente potranno farsi.

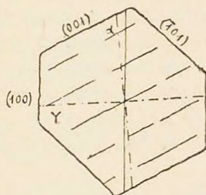


Fig. 99.

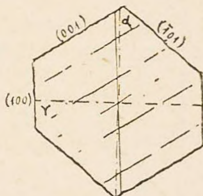


Fig. 100.

In sezione sottile forte rilievo e sagrinatura. Le sezioni della zona [010] dei cristalli colonnari sono listiformi, allungate secondo l'asse di zona, quelle {010} generalmente esagone, rombe o rotondeggianti. Colori di interferenza molto alti (III ordine) nelle varietà ferrifere, bassissimi nella clinozoisite; variano rapidamente in uno stesso cristallo in seguito alla suaccennata coesistenza di miscele diverse, ed anzi questo è uno dei primi caratteri che colpiscono l'occhio e che fanno riconoscere l'epidoto.

A luce convergente le sezioni listiformi ed estinguenti a 0° dànno l'emergenza di una bisettrice o di un asse ottico e permettono di stabilire la posizione trasversale del piano degli assi ottici; il segno del loro allungamento è, come ho detto sopra, variabile ($b = \beta$). Le sezioni esagone mostrano l'emergenza di β.

I geminati secondo {100} non si manifestano nelle sezioni della zona [010], perchè gli individui riuniti hanno estinzione contemporanea, a 0°, e proprietà ottiche vicine, essendo l'asse di geminazione quasi coincidente con un asse (γ) dell'indicatrice; nelle sezioni {010} la geminazione appare invece anche a luce naturale per l'andamento delle tracce di sfaldatura {001} nei due individui, simmetriche rispetto alla traccia del piano di unione e comprendenti un angolo di circa 129° (fig. 101). In queste sezioni, che appartengono alla zona di simmetria dei geminati, l'estinzione dei due individui è simmetrica rispetto alla traccia del piano di unione ed avviene ad angolo assai piccolo.

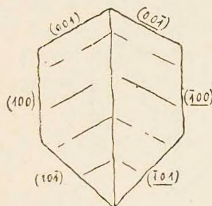


Fig. 101.

La pistacite ricorda alcuni pirosseni monoclini, ma se ne distingue, in generale assai facilmente, per il pleocroismo, quando esso esiste, per la sfaldatura diversa e per la posizione del piano degli assi ottici rispetto alle tracce di sfaldatura ed all'allungamento.

La clinozoisite è straordinariamente simile alla zoisite; per il riconoscimento serve, quando sia possibile stabilirla, la differenza di sistema di cristallizzazione.

Un metodo assai elegante per la distinzione, fra di loro, dei vari termini di epidoto di questo tipo è basato sulla misura, in lamine {001}, dell'angolo che fa l'asse ottico emergente con la normale a {001}: nell'aria esso varia da 48° circa per un termine con il 3 % di epidoto ferrifero, a 7° circa per quello 37 %; nelle sezioni sottili il metodo è raramente adoperabile.

È dubbio se l'epidoto sia un minerale originario nelle rocce eruttive; in esse pistacite e clinozoisite sono frequentissime come prodotti secondari, spesso associate a clorite, come molto comuni si trovano negli scisti cristallini e nelle rocce di contatto.

b) *Ortite* (Allanite). È l'epidoto cerifero il quale contiene oltre al cerio numerose altre terre rare.

Facilmente fusibile al cannello; in alcuni casi gelatinizza con H Cl, in altri invece non è attaccato.

Abito simile all'epidoto, ma talora anche allungato secondo *c* o tabulare parallelamente ad {100}; molto spesso granuli irregolari, aggregati granulari o bacillari.

Geminati {100} non frequenti.

Sfaldatura {001} visibile solo negli individui inalterati.

Concrescimenti con gli altri minerali del gruppo molto frequenti; in essi l'ortite costituisce per lo più il nucleo.

P. sp. 4,2 nell'ortite fresca, molto meno in cristalli alterati; D. 6.

Color bruno-pece; lucentezza semimetallica, o picea, o resinosa, od anche vitrea. In sezione:

α = giallo chiaro, giallo-verdolino,
β = castagno, bruno-rossiccio,
γ = bruno scuro, bruno-verdastro;
$\gamma \geqq \beta > \alpha$.

Rifrazione molto alta, birifrazione alta di segno non ancora certo:

$$\alpha = 1{,}727,\quad \beta = 1{,}739,\quad \gamma = 1{,}751;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}024,$$
$$\gamma - \beta = 0{,}012,\quad \beta - \alpha = 0{,}012,$$

2 V grande; r > v attorno ad α.

Orientazione:

$$b = \beta, \; c : \alpha = -36^o$$

e quindi piano degli assi ottici {010}.

Tutti i caratteri ottici sono però molto incerti; così per la rifrazione e per la birifrazione si hanno valori più elevati ed anche notevolmente più bassi, per l'orientazione piano degli assi ottici normale a {010} e $c : \alpha$ fino a -47°.

L'ortite, e da questo forse derivano le sconcordanze suddette, mostra spesso una trasformazione, per la quale tende a diventare isotropa, diminuendo di rifrazione e, specialmente, di birifrazione e pleocroismo. Questi fenomeni dipenderebbero dall'azione di sostanze radioattive contenute nel minerale stesso.

Il pleocroismo, insieme agli altri caratteri, rende facile il riconoscimento.

Minerale accessorio non troppo raro di rocce eruttive svariate, specialmente acide; si trova anche negli scisti cristallini ed in rocce di contatto. Nelle rocce eruttive neovulcaniche è fresca, con colori d'interferenza elevati, mentre in quelle antiche e negli scisti cristallini li ha notevolmente più bassi; con la trasformazione sopra ricordata va anche connesso un aumento di volume, che conduce ad una fessurazione dei minerali adiacenti.

c) *Piemontite*. È l'epidoto manganesifero.

Facilmente fusibile al cannello; inattaccabile dagli acidi.

Abito, geminazione, sfaldatura, come nell'epidoto con il quale è talora concresciuto.

Colore rosso-bruno generalmente scuro; lucentezza vitrea. In sezione:

α = giallo-citrino, aranciato,
β = viola, roseo,
γ = rosso sangue.

Rifrazione e birifrazione, positiva, vicine a quelle della pistacite:

$$\alpha = 1{,}758,\quad \beta = 1{,}771,\quad \gamma = 1{,}819;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}061,$$
$$\gamma - \beta = 0{,}048,\quad \beta - \alpha = 0{,}013.$$

2 V = 56° o più; alcuni epidoti manganesiferi hanno birifrazione negativa e 2 V, secondo α, 88° $^3/_4$.

Orientazione:

$$b = \beta,\quad c : \alpha = -5^\circ - 7^\circ,$$

quindi, anche per l'orientazione, simile alla pistacite.

Riconoscimento facile per il tipico pleocroismo.

Come elemento secondario si trova in rocce eruttive varie; accessorio in numerosi scisti cristallini, quarziti, micascisti, ecc.

Al gruppo degli epidoti sono da molti ravvicinati i tre rari minerali *mosandrite*, *johnstrupite* e *rinkite*; si tratta di silicati fluoriferi molto complessi, titaniferi, i primi due contenenti torio, e, inoltre, tutt'e tre sodio, calcio e terre rare.

La mosandrite e la johnstrupite, molto vicine tra di loro, hanno abito tabulare secondo {100} e allungato parallelamente a c; geminazione, anche polisintetica, {100}. Sfaldatura facile secondo l'ortopinacoide.

Per la mosandrite è dato:

$$\alpha = 1{,}645,\quad \beta = 1{,}649,\quad \gamma = 1{,}658;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}013,$$
$$\gamma - \beta = 0{,}009,\quad \beta - \alpha = 0{,}004.$$

2 V = 75° circa. La birifrazione è positiva.

Ambedue sono incolori o giallognoli senza sensibile pleocroismo; piano degli assi ottici {010}, $c : \alpha$ intorno a 3°.

La rinkite ha proprietà morfologiche simili, rifrazione e birifrazione, positiva, un po' più alte, (β = 1,668, $\gamma - \alpha = 0,016$), piano degli assi ottici normale a {010}, $c : \beta$ intorno a 7°.

Si trovano nelle sieniti eleolitiche e rocce connesse.

Gruppo delle miche. – I numerosi minerali che sono compresi in questo gruppo hanno alcune importanti proprietà comuni e differiscono, viceversa, sotto diversi aspetti, fra di loro.

Chimicamente le miche sono considerate in generale come ortosilicati acidi di alluminio ed alcali, contenenti, in alcune varietà, magnesio e ferro; hanno talvolta maggior quantità di silice, di quella che compete ad un ortosilicato ed assai spesso sono fluorifere ed anche titanifere.

Monocline, spesso pseudesagonali, con abito tabulare secondo la base, a contorno esagono, più di rado rombico o rettangolare; molto frequenti lamelle irregolari ed aggregati lamellari.

Geminazione assai diffusa secondo una legge variamente interpetrata, con piano di associazione {001}, di poco interesse petrografico perchè in generale non si osserva in sezione.

Comune a tutte le miche la facilissima sfaldatura basale che in sezione, quando il taglio sia sufficientemente obliquo sulla base, si manifesta con numerose strie parallele nettissime.

Associazioni parallele di due miche diverse sono molto diffuse; anche associazioni di biotite con orneblenda od augite.

Corrosione magmatica (biotite) con formazione di orlo opacitico simile a quello che ho descritto per l'orneblenda.

Inclusioni di minerali vari (apatite, zircone, rutilo,

minerali di ferro, ecc.) assai comuni specialmente nella biotite.

Rifrazione piuttosto bassa e birifrazione negativa molto elevata; la bisettrice acuta è normale, o quasi, alla base e l'angolo degli assi ottici, generalmente piccolo, diviene in molti casi vicinissimo a 0°.

Il piano degli assi ottici è parallelo o normale a {010} ed anzi, in base a questo carattere, le miche sono distinte in due specie: I specie con piano normale a {010}; II specie con piano {010}. Per stabi-

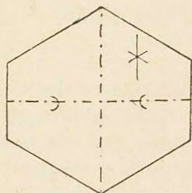


Fig. 102.

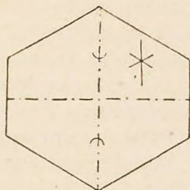


Fig. 103.

lire la posizione di {010}, o meglio quella della sua traccia sulla base, data l'usuale mancanza di contorno regolare, si ricorre alla figura di percussione su lamine di sfaldatura basale, che si ottiene anche da scagliettine molto piccole (0,5 mm. di lato); essa è costituita da tre rette incontrantisi a 120°, la più netta delle quali è appunto quella parallela alla traccia del clinopinacoide. Per stabilire se una mica è di I o di II specie, basta, dopo aver ottenuto la figura di percussione, ed anche se non si possa stabilire quale delle tre rette è la più netta, fare l'osservazione conoscopica e vedere se la traccia del piano degli assi ottici è normale (I) o parallela (II) ad una delle rette suddette (fig. 102 e 103). In questa ricerca bisogna porre attenzione a non confondere

la figura di percussione con quella che si ottiene per pressione.

Le miche sono minerali molto elastici; si mostrano spesso più o meno, talora fortemente, incurvate e pieghettate in seguito ad azioni dinamiche.

Petrograficamente le miche più importanti sono la muscovite, o mica bianca, e la biotite, o mica nera; a ciascuna di esse possono ravvicinarsi altre varietà, generalmente molto meno diffuse nelle rocce.

a) *Muscovite*. $H_2 K Al_3 (Si O_4)_3$ con sostituzione di quantità, generalmente molto piccole, di Fe''' ad Al.

Difficilmente fusibile, al cannello, sugli orli; inattaccabile dagli acidi.

P. sp. 2,8-3; D. 2-2,5.

Incolora o leggermente giallognola, verdolina, grigia ; lucentezza vitrea più o meno tendente alla madreperlacea, oppure sericea nelle varietà minutamente lamellari. In sezione incolora e trasparentissima, talora appena verdolina: rare le aureole policroiche attorno ad inclusi di zircone.

$$\alpha = 1{,}551\text{-}1{,}568, \quad \beta = 1{,}587\text{-}1{,}604,$$
$$\gamma = 1{,}592\text{-}1{,}609;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}036\text{-}0{,}049, \quad \gamma - \beta = 0{,}004\text{-}0{,}016,$$
$$\beta - \alpha = 0{,}033\text{-}0{,}036.$$

2 V = 40^0 circa; dispersione piccola $r > v$.

I valori degli indici e della birifrazione aumentano in generale con il tenore di ferro, mentre 2 V diminuisce; indipendentemente da ciò si trovano, in casi eccezionali, delle muscoviti quasi uniassiche.

Orientazione:

$$b = \gamma, \ c : \alpha \text{ fra } {}^1\!/_2{}^0 \text{ e } 2^0,$$

quindi piano degli assi ottici normale a {010} ed estinzione, nelle sezioni mostranti nette tracce di

sfaldatura, ad angolo piccolissimo od a 0° addirittura; allungamento positivo.

In sezione debole rilievo e colori d'interferenza vivaci, iridescenti; le sezioni senza tracce di sfaldatura e con colori bassi, grigi o grigio-biancastri, dànno, a luce convergente, la figura delle sostanze biassiche normali alla bisettrice acuta, quasi sempre con la prima curva isocromatica.

Con il nome di *sericite* si indica una varietà minutamente lamellare, squamosa, in aggregati compatti di lamelle talora isorientate o quasi, che non differisce in null'altro dalla muscovite comune.

Straordinariamente simile alla muscovite è la *leverrierite*, H Al Si O_4, che alcuni avvicinano al caolino; con i metodi consueti mal si distingue dalla muscovite, mentre in taluni casi può servire il saggio microchimico. Qualche volta ha pleocroismo, con α = incoloro, β = bruno scuro, γ = bruno chiaro.

La *fuchsite* è una muscovite cromifera, verde-smeraldo in massa, verdolina e pleocroica nei toni dal verde-giallognolo al verde-azzurro in sezione.

Nella *paragonite* il potassio è sostituito dal sodio e talvolta vi si trova un po' di litio; ha proprietà in tutto simili alla muscovite.

Sotto molti punti di vista si accosta alla muscovite la *lepidolite*, che è una mica litinifera e fluorifera, ricca di silice, incolora, grigia o rosea in massa, incolora in sezione sottile. Ha rifrazione e birifrazione poco diverse da quelle della muscovite e piano degli assi ottici per lo più normale a {010}.

Il riconoscimento di queste miche dagli altri minerali è, in generale facilissimo; soltanto le varietà minutamente lamellari, come la sericite, possono, come ho detto a suo tempo, esser scambiate con il talco. Fra di loro le singole varietà sono molto difficilmente riconoscibili.

La muscovite si trova, come minerale originario, in graniti, apliti, pegmatiti; come elemento secondario, specialmente da feldispati, in rocce eruttive feldispatiche di qualsiasi tipo. Anche negli scisti cristallini è molto diffusa, in modo speciale negli gneiss e nei micascisti; nelle filladi e rocce analoghe è, generalmente, sotto forma di sericite. Si trova pure in rocce di contatto e sembra esser frequente anche in certe marne; è poi comune, sia come minerale allotigeno, sia come autigeno in molte arenarie.

La leverrierite si trova principalmente in rocce carboniose scistose.

La fuchsite si rinviene in alcuni micascisti ed anche in dolomie cristalline.

Sulla diffusione della paragonite non molto si sa perchè è identificabile solo per via chimica; fino ad ora è stata segnalata prevalentemente in rocce micascistose.

La lepidolite si trova specialmente nelle pegmatiti, più di rado nei graniti.

b) *Biotite*. $(K, H)_2 (Mg, Fe)_2 (Al, Fe)_2 (Si O_4)_3$ con parziale sostituzione di Na a K e di Mn ad Fe.

Difficilmente fusibile, sugli orli, al cannello; attaccata da $H_2 SO_4$ e, le varietà molto ferrifere, anche da H Cl.

P. sp. 2,7-3,2; D. 2,5-3.

Colore bruno-nero, nero-verdastro; viva lucentezza, più o meno tendente al madreperlaceo, sulla sfaldatura, talora semimetallica. In sezione:

α = giallo chiaro, verdolino,
β e γ = bruno scuro, verde scuro, nero; $\gamma \gtreqless \beta > \alpha$.

Aureole policroiche caratteristiche attorno ad inclusioni di zircone ed anche di ortite, apatite, titanite; nell'aureola si ha anche aumento della birifrazione e di 2 V.

$\alpha = 1{,}541\text{-}1{,}579$, $\gamma = 1{,}574\text{-}1{,}638$,
β press'a poco uguale a γ;
$\gamma - \alpha = 0{,}033\text{-}0{,}059$.

Sembra che indici di rifrazione e potenza birifrattiva diminuiscano col tenore di Fe e con l'aumentare di Mg.

2 V molto piccolo, in generale vicino a 0°; dispersione molto debole.

Orientazione:

$b = \beta$, α, per lo più, quasi normale a {001},

quindi piano degli assi ottici {010} ed estinzione, nelle sezioni trasversali, a 0° o quasi con le tracce di sfaldatura, salvo in alcuni rari casi nei quali α fa un angolo relativamente grande, fino a 9°, con la normale alla base.

La biotite è minerale facilmente alterabile; essa, probabilmente per perdita del ferro e di parte del potassio, diviene dapprima verde, senza cambiar notevolmente le altre proprietà ottiche, poi, via via, schiarisce sempre più fino a doventare incolora o quasi. In altri casi, e sono questi i più frequenti, si trasforma in clorite, con contemporanea formazione di epidoto, minerali ferrugginosi, rutilo ed altri minerali titaniferi, ed anche quarzo e carbonati. La trasformazione si estende ora a tutta una lamina, ora invece è nettamente limitata ad alcune zone comprese fra tracce di sfaldatura; essa è facilmente riconoscibile al microscopio, anche a solo polarizzatore, molto più a nicol incrociati per i caratteristici colori d'interferenza anomali della clorite.

In sezione sottile debole rilievo; i colori d'interferenza sono più o meno mascherati dalla intensa colorazione propria. Le sezioni senza tracce di sfaldatura hanno pleocroismo debole o mancante addirittura, colore generalmente scuro (β e γ = marrone

scuro) ed a nicol incrociati sono estinte o quasi, mentre a luce convergente mostrano figura di sostanza uniassica, o quasi, normale all'asse, per lo più con una curva isocromatica, e carattere negativo.

La biotite comune (*meroxeno*) ed il *lepidomelano*, termine ricco di ferro ed a colorazione più intensa, hanno l'orientazione ottica sopra indicata, mentre con il nome di *anomite* viene distinta una mica nera con il piano degli assi ottici normale a {010}, che, per le altre proprietà, si avvicina molto alla biotite.

La *flogopite* è una mica con poco ferro ed alquanto fluorifera, poco colorita, giallognola o verdolina, con debole pleocroismo, $\gamma > \beta > \alpha$, talora, contrariamente a ciò che avviene per la biotite, con sensibile differenza fra i colori di β e γ. Le altre proprietà ottiche sono vicine a quelle della biotite; essa sembra alterarsi principalmente in talco, od anche in serpentino o clorite; è spesso ricca di inclusioni aghiformi di rutilo, tormalina, ematite, ecc., talora disposte regolarmente.

Citerò infine la *zinnwaldite*, mica ferro-litinifera, fluorifera, bianco-grigiastra, gialla, bruna, nera, in sezione incolora o con notevole pleocroismo, nelle varietà intensamente colorate:

α = incoloro, giallognolo, rossiccio,
β e γ = grigio-bruno, bruno scuro.

Birifrazione un po' più bassa di quella della biotite (0,03), $2V = 10^\circ$-60°, orientazione come nella biotite.

Il riconoscimento delle miche di questo gruppo da altri minerali non micacei è facile per l'insieme dei caratteri; le varietà poco colorite sono molto simili alle miche del gruppo precedente e da esse mal distinguibili al microscopio. Per la distinzione delle singole varietà può valere, in alcuni casi, l'orienta-

zione del piano degli assi ottici, in altri le reazioni alla fiamma.

La biotite è molto diffusa e si trova in rocce abissali ed effusive, dove è uno dei primi minerali formati; nelle rocce a struttura porfirica non è frequente come elemento di seconda consolidazione. Anche negli scisti cristallini è comune ed abbondante; nelle rocce di contatto è minerale molto frequente e vi si trova spesso in laminette che, in sezione, appaiono goccioliformi o con contorno scacchettato; essa mostra anche, in queste rocce, un color cioccolata assai caratteristico.

L'anomite si trova in rocce eruttive, specialmente di tipo alcalino, ma si rinviene anche nelle rocce contenenti usualmente biotite comune.

La flogopite più che altro in calcari di contatto ed in quelli interposti agli scisti cristallini; rara nelle rocce eruttive.

La zinnwaldite è minerale dei filoni stanniferi e di alcuni graniti alcalini.

MONAZITE. – (Ce, La, Pr, Nd) PO_4 con quantità talora assai forti di torio, e piccole di molti altri elementi.

Infusibile al cannello; lentamente attaccata da H Cl e decomposta da $H_2\,SO_4$.

Abito tabulare secondo {100} allungato secondo [010] o [001], granuli irregolari.

Geminati secondo {100} non rari.

Per la sfaldatura si hanno dati contraddittori; secondo alcuni facile {001}, meno facile {100}, secondo altri facile {010}, meno facile {001}.

P. sp. 5,3, o meno in cristalli alterati; D. 5,5.

Colore giallognolo, rossastro, bruno; lucentezza vitrea tendente alla resinosa. In sezione incolora o giallina, talvolta un po' torbida.

Rifrazione e birifrazione, positiva, elevatissime:

$$\alpha = 1{,}800, \quad \beta = 1{,}801, \quad \gamma = 1{,}849;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}049,$$
$$\gamma - \beta = 0{,}048, \quad \beta - \alpha = 0{,}001.$$

Si hanno anche altri valori leggermente più bassi per la rifrazione e più alti per la birifrazione.

2 V piccolo, 11° circa; dispersione debole $r < v$.

Orientazione:

$$b = \alpha, \quad c : \gamma \text{ fra } + 2^\circ \text{ e } + 6^\circ \tfrac{1}{2},$$

quindi piano degli assi ottici normale a {010}; le sezioni {010}, talora listiformi in conseguenza dell'appiattimento secondo {100}, estinguono ad angolo piccolo dalla traccia di {100}.

In molti casi la monazite è simile allo zircone, dal quale può distinguersi per la biassicità; è da avvertire peraltro che talora anche lo zircone è, per anomalia, biassico.

Si trova, come minerale accessorio, in alcune rocce eruttive, specialmente di tipo granitico, nonchè in micascisti, gneiss, scisti argillosi; è stata descritta anche per dei calcari di contatto e per delle arenarie. Si rinviene poi nei prodotti di disfacimento delle rocce precedenti.

IDRARGILLITE (Gibbsite). – $Al(OH)_3$.

Infusibile al cannello; decomposta da H_2SO_4 concentrato.

Abito laminare secondo {001}, pseudoesagonale; aggregati lamellari divergenti, sferulitici, mammellari.

Geminazione comune secondo la base ed associata anche ad altre geminazioni.

Sfaldatura {001} facilissima, di tipo micaceo.

P. sp. 2,3-2,4; D. 3.

Bianca, grigia, verdolina, rossiccia; lucentezza madreperlacea su {001}, vitrea altrove. In sezione incolora.

Rifrazione bassa e birifrazione, positiva, altissima:

$$\alpha = \beta = 1{,}535, \quad \gamma = 1{,}604;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}069;$$

però secondo altri dati $\gamma - \alpha$ scenderebbe fin verso 0,02.

Angolo degli assi ottici 0°-40°; dispersione $r > v$ od $r < v$ a seconda dell'orientazione ottica.

Orientazione:

$$b = \beta, \quad c : \gamma = -21^{\circ} \text{ circa},$$

e quindi piano degli assi ottici {010}, estinzione, nelle sezioni trasversali, ad angolo piuttosto grande dalle tracce di sfaldatura. In alcuni casi sembra aversi un'orientazione diversa con piano degli assi ottici normale a {010}; del resto l'orientazione, come il valore di 2 V, sono assai variabili con la temperatura.

Dalla muscovite, con la quale ha caratteri in parte simili, l'idrargillite si riconosce per l'estinzione obliqua rispetto alla sfaldatura, e per il segno della birifrazione.

È talvolta associata al corindone e, come prodotto di alterazione dei feldispati, si trova nelle lateriti; è comune anche in molte bauxiti.

TITANITE (Sfeno). – $Ca\,Si\,Ti\,O_5$, con piccole quantità di Fe'' ed Mn a sostituire Ca; contiene talora terre rare ed anche numerosi altri elementi.

Fusibile al cannello; poco attaccata da H Cl, scomposta interamente da $H_2\,SO_4$ concentrato.

Abito vario a seconda delle rocce nelle quali si rinviene, ma, in sezione, generalmente a forma di rombi

molto acuti (fig. 104), biette e simili. Anche in granuli ed aggregati granulari.

Geminazione secondo {100} frequente (1), in particolare se prevale {111}; geminazione lamellare per azioni dinamiche.

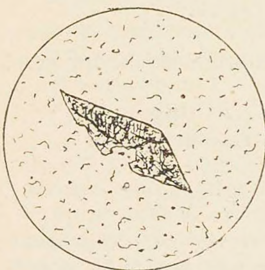


Fig. 104.

Sfaldatura poco netta secondo {110}, manifestantesi in sezione con poche strie; altre sfaldature raramente osservabili in sezione.

P. sp. 3,5; D. 5 5.

Colore bruno, nero, giallo, verdolino; lucentezza adamantina con tendenza alla resinosa. In sezione incolora, giallognola, bruniccia; pleocroismo in generale poco sensibile:

α = quasi incoloro, β = giallo, giallo-verdolino,
γ = giallo-rossiccio;

oppure, talvolta:

$\alpha = \beta$ = giallo-bruniccio chiaro,
γ = giallo-vino chiaro.

Rifrazione e birifrazione, positiva, estremamente elevate:

$$\alpha = 1{,}880, \quad \beta = 1{,}889, \quad \gamma = 2{,}007;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}127, \quad \gamma - \beta = 0{,}118, \quad \beta - \alpha = 0{,}009.$$

Altri dati si hanno, un po' diversi, ma non molto.

2 V generalmente piuttosto piccolo e molto variabile; dispersione molto forte $r > v$.

(1) {001} secondo l'orientazione di Naumann, {100} invece secondo quella di Des Cloizeaux, adottata da Hintze, Dana, ecc.

Orientazione:

$$b = \beta, \quad c : \gamma = +51^\circ \text{ circa},$$

quindi piano degli assi ottici {010}, bisettrice acuta quasi normale ad {102}; dispersione delle bisettrici in generale non forte. In alcune titaniti contenenti terre rare si ha $c : \gamma = 57^\circ$ circa.

Alterazioni, non frequenti, a dare prodotti ferrugginosi, forse ilmenitici, lungo fratture o tracce di sfaldatura; in altri casi formazione di un prodotto terroso giallastro, non identificato. Sono state descritte anche trasformazioni con produzione di rutilo, anatasia, perowskite, ecc.

Nelle sezioni la titanite mostra rilievo e sagrinatura fortissimi; le strie di sfaldatura in generale non sono parallele al contorno. I colori d'interferenza, dato l'elevato valore della potenza birifrattiva, sono quasi sempre biancastri di alto ordine, e le sezioni a colori d'interferenza bassi dànno, a luce convergente, l'emergenza della bisettrice acuta positiva, con evidente dispersione degli assi ottici. Le sezioni inclinate sul piano degli assi ottici, in conseguenza di tale dispersione, hanno estinzioni poco nette.

Il complesso dei caratteri morfologici ed ottici, rende, per lo più, molto facile il riconoscimento.

La titanite, come minerale accessorio, è molto frequente in rocce eruttive svariate, specialmente in quelle anfiboliche; sembra mancare come minerale originario in quelle, intrusive ed effusive, derivanti da magmi molto basici alcali-calcici, come pure nelle lipariti e porfidi quarziferi. È comune in alcuni scisti cristallini, micascisti, gneiss, e, specialmente, anfiboliti; si trova anche in calcari di contatto. Come ho avuto varie volte occasione di ricordare, la titanite, in diversi casi, è anche prodotto secondario di minerali titaniferi.

CAPITOLO VII.

Minerali triclini.

Nessuna relazione prestabilita fra la posizione di elementi cristallografici e quella di assi o sezioni principali dell'indicatrice, onde le indicatrici per i diversi valori di λ, in un dato cristallo, sono differenti e differentemente orientate; si ha perciò dispersione asimmetrica. Estinzioni, in generale, sempre oblique.

Cristalli regolarmente sviluppati dànno sezioni asimmetriche, non avendosi altro che coppie di facce parallele. Sfaldature sempre pinacoidali e quindi monotome; quando si abbiano più sfaldature, esse non sono equivalenti ed i relativi sistemi di strie non si presentano, in generale, ugualmente sviluppati.

GRUPPO DEI FELDISPATI TRICLINI.

a) *Anortose* (1). È interpetrato come costituito da miscele ternarie di $Na\ Al\ Si_3\ O_8$ (Ab), prevalente, con $K\ Al\ Si_3\ O_8$ (Or) e $Ca\ Al_2\ Si_2\ O_8$ (An), quest'ultima, in generale, in piccole quantità.

Al cannello e con gli acidi, come l'ortoclasio.

Triclino pseudomonoclino Abito colonnare secondo [001], o secondo [100], oppure tabulare secondo {010}; in alcuni casi abito a parallelopipedo, con le sole forme {110}, {$\bar{1}$10}, {$\bar{2}$01}.

Geminazioni secondo la legge dell'albite (piano di geminazione e di unione {010}), del periclino (asse di geminazione [010], piano di unione la faccia rom-

(1) È stato proposto, in questi ultimi tempi, di limitare il nome di anortose alle miscele ricche di Or; quelle con meno del 10% Or dovrebbero chiamarsi *analbite*.

ba, v. plagioclasi), di Manebach, Carlsbad e Baveno. Frequente l'associazione delle due prime leggi, polisintetica e con lamelle estremamente sottili.

Sfaldatura {001} e {010} come nell'ortoclasio, ed anche {110} e {$\bar{1}$10} ma queste difficili.

P. sp. 2,56-2,62 o più se aumenta il calcio; D. 6.

Bianco, grigio, bruniccio; lucentezza vitrea, talora madreperlacea sulla base. In sezione incoloro.

Rifrazione molto bassa un po' variabile:

$$\alpha = 1{,}522\text{-}1{,}536, \quad \beta = 1{,}504\text{-}1{,}549, \quad \gamma = 1{,}527\text{-}1{,}549;$$

i valori estremi di β sopra riportati son dati senza i corrispondenti di α e γ; come valori medi si possono considerare:

$$\alpha = 1{,}523, \quad \beta = 1{,}528, \quad \gamma = 1{,}529.$$

Birifrazione molto bassa, negativa:

$$\gamma - \alpha = 0{,}005\text{-}0{,}014, \quad \gamma - \beta = 0{,}001\text{-}0{,}002, \quad \beta - \alpha = 0{,}003\text{-}0{,}014.$$

I due valori più alti di $\gamma - \alpha$ e $\beta - \alpha$ sono stati trovati una sola volta, e, come i valori estremi di β, sono da considerarsi eccezionali. In media si ha:

$$\gamma - \alpha = 0{,}006, \quad \gamma - \beta = 0{,}001, \quad \beta - \alpha = 0{,}005.$$

2 V relativamente piccolo, variabile, per lo più intorno a 50°; dispersione $r > v$.

Piano degli assi ottici normale a {010}; bisettrice acuta negativa press'a poco normale a {$\bar{2}$01}, quella positiva ottusa a {010}; l'estinzione su {001}, riferita alla traccia di {010}, varia fra 1° e 4° ½, su {010}, riferita alla traccia della base, fra 3° ½ e 10°; in sezioni normali ad α, fra 4° e 10°.

Alterazioni come nell'ortoclasio.

In sezione sottile l' anortose manca di rilievo ed ha colori d' interferenza molto bassi, grigi o grigio-biancastri; le sezioni a colori d'interferenza più bassi mostrano, a luce convergente, l'emergenza, più o meno centrata di α con angolo assiale piuttosto piccolo. Assai caratteristica è spesso la fittissima geminazione secondo {010}, quasi sempre a limiti poco netti, tanto che talora, senza osservazione accurata, essa sfugge e può sembrare trattarsi di cristalli semplici. Le estinzioni sono sempre assai piccole.

Il riconoscimento dell'anortose come feldispato è facile, in base ai bassi valori della rifrazione e della birifrazione, alle geminazioni, alla sfaldatura; la distinzione da altri feldispati, specialmente dal sanidino, dal microclino e dall'oligoclasio, può invece esser assai difficoltosa.

La differenza più facilmente riconoscibile fra sanidino ed anortose, quando questo non sia geminato polisinteticamente o abbia geminazione submicroscopica, è data dalla rifrazione; il primo ha sempre i due indici notevolmente minori di quelli del balsamo, mentre per l'altro uno di essi, γ, è poco diverso, uguale o quasi se il mastice usato è la collolite. In casi dubbi, quando non si sia sicuri del valore dell'indice del balsamo, conviene ricorrere al confronto con liquidi ad indice preventivamente determinato, usando, quando è possibile, laminette di sfaldatura o frammentini staccati direttamente dal minerale. Uno scambio con il microclino è in generale difficile perchè la struttura a grata (v. microclino), quando è presente nell'anortose, è sempre molto poco netta; ad ogni modo, e per il caso, per quanto poco comune, di microclino senza struttura a grata, può valere la ricerca e l'osservazione di sezioni normali ad α che, per il microclino, mostrano un angolo assiale grande.

Dall'oligoclasio l'anortose si distingue ancora per il valore di 2 V e per quelli degli indici che, per l'oligoclasio, sono ambedue superiori a quello del balsamo.

L'anortose è minerale comune ed abbondante nelle rocce abissali, e più nelle effusive, dei magmi foyaitici; la sua presenza negli scisti cristallini, affermata in questi ultimi tempi, è ancora dubbia.

b) *Microclino*. Composizione chimica, contegno al cannello ed agli acidi come nell'ortose.

Triclino pseudomonoclino; abito e geminazioni come nell'ortose; non si conosce in microliti.

Oltre alle geminazioni dell'ortose presenta, quasi costante, una doppia geminazione secondo le leggi dell'albite e del periclino, che produce una caratteristica struttura a grata (1).

Sfaldature come nell'ortose e, poco nette, secondo {110} e {$\bar{1}$10}.

Comuni concrescimenti pertitici e micropertitici come nell'ortose e così pure concrescimenti con quarzo.

P. sp. 2,56; D. 6.

Biancastro, giallognolo, roseo o rosso, verde; lucentezza vitrea, talora madreperlacea su {001}. In sezione incoloro.

Rifrazione e birifrazione, negativa, press'a poco come nell'ortose; in media:

$$\alpha = 1{,}519,\ \beta = 1{,}523,\ \gamma = 1{,}526;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}007,\ \gamma - \beta = 0{,}003,\ \beta - \alpha = 0{,}004.$$

2 V = 71°-84° circa; dispersione r > v.

Gli angoli delle tre sezioni principali con la base e con {010} sono approssimativamente:

$(\alpha\gamma):\{001\}=11°$, $(\beta\gamma):\{001\}=84°$, $(\beta\alpha):\{001\}=81°$,
$(\alpha\gamma):\{010\}=97°$, $(\beta\gamma):\{010\}=106°$, $(\beta\alpha):\{010\}=18°$.

(1) Secondo alcuni si tratterebbe invece di associazione di microindividui geminati con la legge di Roc Tourné.

L'orientazione ottica del microclino è rappresentata, in proiezione stereografica sulla sezione retta del prisma, dalla fig. 105.

In sezione sottile il microclino non ha rilievo ed i suoi colori d'interferenza sono molto bassi. Il carattere più evidente è dovuto alla geminazione prima ricordata, in conseguenza della quale le sezioni di microclino mostrano, a nicol incrociati, una struttura a grata sommamente caratteristica. I due sistemi

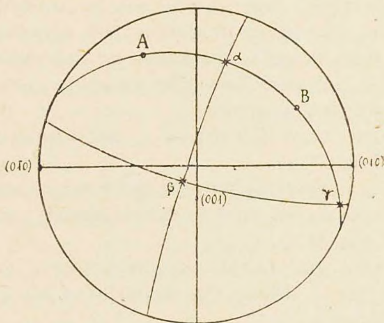


Fig. 105.

di lamelle sono quasi sempre molto minuti e sfumati, cosicchè spesso non sono chiaramente separabili, a differenza di ciò che avviene nei plagioclasi, quando, cosa frequente, essi abbiano la doppia geminazione albite-periclino.

Nonostante l'usuale poca nettezza delle singole lamine, l'impressione di reticolato è quasi sempre evidentissima; si nota però che, in uno stesso cristallo, la struttura a grata è più manifesta in certi punti e sfuma o scompare anche interamente in altri. È stato spesso osservato, nei concrescimenti micropertitici

microclino-albite, che la struttura a grata è evidente nella vicinanza immediata delle lacinie albitiche, mentre tende a scomparire quanto più ci si allontana da esse; da ciò alcuni deducono che la struttura stessa sia secondaria, formatasi in seguito alla scissione dell'originario cristallo di miscela, omogeneo, (K, Na) Al Si_3O_8. D'altra parte ho già ricordato (v. pag. 254) come in alcuni casi sembri evidente l'origine della struttura microclinica in seguito a dinamometamorfismo

Dei due sistemi di lamelle quello secondo l'albite è in generale assai meglio sviluppato dell'altro; l'estinzione dei due sistemi è contemporanea o quasi, dato che i due assi di geminazione sono press'a poco nella stessa direzione.

Nelle sezioni {001}, o meglio nelle lamine di sfaldatura, giacchè in sezione sottile non è facile riconoscere tale orientamento, l'estinzione avviene a 15°-20° dalla traccia di {010} cioè del piano di unione del sistema di lamelle generalmente meglio sviluppate; d'altra parte siccome la base è approssimativamente nella zona [010], zona di simmetria dei geminati albite, così le lamelle geminate secondo tale legge hanno estinzione simmetrica, rispetto alla traccia di {010}, appunto di 15°-20°.

Succede talora che in sezioni {001} alcune zone irregolari estinguano a 0° ed anche che non si abbia estinzione simmetrica, o che il valore di essa cambi da punto a punto di una stessa lamina: questi fatti hanno avuto spiegazioni varie sulle quali non è il caso di trattenerci.

Nelle sezioni {010} si hanno estinzioni, rispetto alla traccia della base, da $+5°$ a $+7°$, valori simili ai corrispondenti dell'ortose; in questo però da {010} emerge, centrata, γ, mentre nel microclino la bisettrice stessa si mostra assai eccentrica.

Il microclino va soggetto alle stesse alterazioni dell'ortose, ma è molto più resistente, di modo che può succedere, se i due minerali si trovano nella stessa roccia, che questo sia trasformato interamente in prodotti secondari, quello invece si mostri ancora freschissimo.

Quando il microclino ha struttura a grata il suo riconoscimento è molto facile; però può anche avvenire, quantunque ciò non succeda di frequente, che la struttura a grata manchi interamente, nel qual caso è facile uno scambio con l'ortose; bisogna ricorrere allora alla osservazione su lamine di sfaldatura {001} o {010}. Nelle prime si ha, per il microclino estinzione a 15°-20° dalla sfaldatura {010} anche se esso non è geminato, nell'ortose invece a 0°; dalle seconde emerge γ centrato nell'ortose, eccentrico nel microclino. Dai plagioclasi si distingue, tra l'altro, per la più bassa rifrazione.

Il microclino è minerale comune nelle rocce granitiche, meno in quelle sienitiche e dioritiche; si trova tanto nelle rocce della serie alcali-calcica, quanto in quelle della serie alcalina, ma in queste ultime manca talora la struttura a grata e si hanno individui semplici, o geminati con la sola legge dell'albite. Sembra mancare totalmente nelle rocce effusive. Negli scisti cristallini, specialmente negli gneiss, è frequente, ed è stato indicato anche come minerale di contatto.

c) *Plagioclasi*. Miscele di $Na\,Al\,Si_3\,O_8$ (*albite*, Ab) e di $Ca\,Al_2\,Si_2\,O_8$ (*anortite*, An) con quantità generalmente piccole di $K\,Al\,Si_3\,O_8$ (ortose, Or).

La miscibilità dei due silicati Ab ed An è completa e quindi si conoscono plagioclasi di tutte le composizioni, fra $Ab_{100}\,An_0$ e $Ab_0\,An_{100}$. Siccome le miscele ricche di Ab contengono più $Si\,O_2$ di quelle ricche di An, le prime si dicono acide, le altre basiche; una data miscela si indica, semplicemente, con la per-

centuale di molecole anortitiche, e nella serie si distinguono i seguenti tipi:

Albite	da	0	a	5 %	An
Oligoclasio-albite . . .	»	5	»	15 »	»
Oligoclasio	»	15	»	30 »	»
Andesina	»	30	»	45 »	»
Labradorite	»	45	»	70 »	»
Bitownite	»	70	»	95 »	»
Anortite	»	95	»	100 »	»

Per ogni tipo, poi, si chiamano termini acidi quelli che si avvicinano al tipo precedente, basici quelli vicini al seguente, nell'ordine sopra riportato.

Di recente è stata proposta una nuova suddivisione di 10 in 10 % An; le denominazioni relative peraltro, difficilmente potranno sostituire quelle prima indicate, ormai da tempo in uso.

Al cannello tanto più difficilmente fusibili, in generale, quanto più ricchi di An; dall'acido cloridrico non sono attaccati sensibilmente i termini acidi, albite-andesina, la labradorite lo è un poco, la bitownite e l'anortite interamente, con formazione di silice gelatinosa. In sezione tutti i plagioclasi sono decomposti da HF.

Forme più frequenti {001}, {010}, {110}, {$\bar{1}$10}, {$\bar{1}$01}, {$\bar{2}$01}; abito vario, tabulare secondo {010}, allungato secondo [100] o, più di rado, secondo [010] (abito del periclino), isodiametrico; microliti, forme scheletriche, associazioni divergenti, raggiate, sferulitiche; granuli irregolari ed associazioni granulari.

È raro trovare individui semplici, per lo più avendosi geminati polisintetici o multipli, talvolta assai complicati. Leggi di geminazione numerose; quelle che si incontrano più spesso sono:

1) Legge dell'albite; asse di geminazione normale a {010}, piano di unione {010}; ordinariamente

polisintetica di numerosissimi individui lamellari appiattiti secondo {010}; di rado, come talvolta nell'albite, di due soli individui. La geminazione appare macroscopicamente per il fatto che le facce (001) di un individuo e (00$\bar{1}$) dell'adiacente fanno, superiormente (supposto il gruppo di due soli individui) un angolo rientrante di circa 7° per l'albite e di circa 8° per l'anortite: in geminati polisintetici l'alternanza, ripetuta e fitta, di angoli rientranti e sporgenti produce una striatura caratteristica sulla base, o su lamine di sfaldatura basale.

2) Legge di Carlsbad; asse di geminazione [001], piano di unione una faccia della zona [001], generalmente {010}; di rado si trovano geminati con questa sola legge, mentre comuni sono le associazioni albite-Carlsbad.

3) Legge del periclino; asse di geminazione [010], piano di unione una faccia della zona [010], generalmente la così detta sezione romba: è questo un piano ad indici per lo più irrazionali, che taglia il solido formato da {110} ed {$\bar{1}$10} secondo un rombo e la cui intersezione con {010} è perpendicolare a [010]. La posizione della sezione romba varia dall'albite all'anortite e così varia l'angolo che, su {010}, le strie di geminazione fanno con la sfaldatura basale. Geminazione assai frequente, polisintetica, sola od associata a quella dell'albite.

4) Legge di Manebach; asse di geminazione la normale a {001}, piano di unione {001}. Geminazione presumibilmente assai rara, ma che non è sempre facile riconoscere, in sezione, con i metodi consueti.

Frequenti le associazioni di due leggi, in modo particolare, e importante dal punto di vista della diagnosi, quella albite-Carlsbad. Si può considerarla come l'unione, secondo Carlsbad, di due geminati

albite oppure, riferendosi solo alla posizione degli individui 1 e 2′ o 1′ e 2 (v. pag. 71) ritenere asse di geminazione la normale a [001] contenuta in {010}.

Assai comune è anche l'associazione delle due leggi albite e periclino (fig. 106), che generalmente si manifesta con poche lamelle a cuneo (2) che si introducono in un geminato albite, ruotate di 180° attorno a [010] rispetto ad una delle due serie di individui geminati albite (1′); data la vicinanza dei due assi di geminazione in tutti i plagioclasi, le proprietà ottiche di 1 e 2 sono poco diverse. Nelle sezioni della zona [010] e lamelle 1 e 1′ sono quasi normali alle 2.

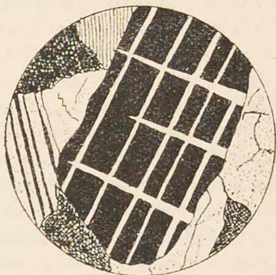


Fig. 106.

L'associazione albite-periclino non può considerarsi un'emitropia complessa, secondo la definizione data a pag. 69, non avendosi lo stesso piano di unione per le due leggi; lo è invece l'associazione albite-Carlsbad.

Molte altre leggi di geminazione (in tutto 15 o 16 secondo i vari autori) sono possibili nei plagioclasi, ma generalmente poco frequenti o mal riconoscibili; esse poi, con i metodi consueti di determinazione, raramente servono per la diagnosi dei vari termini, mentre, sotto questo aspetto, importantissime sono le due leggi albite e albite-Carlsbad.

Sulla frequenza relativa con la quale si presentano nei plagioclasi delle varie rocce, le diverse leggi di geminazione, poco ancora si sa, in particolare anche per la difficoltà di riconoscere rapidamente alcune di esse; gli studi fatti in proposito sono ancora lon-

tani dal numero di osservazioni sufficienti per un lavoro statistico attendibile. Ad ogni modo sembra esser provata la grande prevalenza delle leggi albite, albite-Carlsbad, albite-periclino, periclino, quest'ultima, da sola, in particolare per i plagioclasi più basici.

Nei geminati si hanno ora lamelle sottili e numerosissime, ora invece poche e piuttosto larghe; il primo caso si verifica a preferenza per i termini acidi, il secondo per quelli basici, quantunque, ben'inteso, questo non valga affatto in modo assoluto. Le singole lamelle sono sempre più o meno irregolari, fatte a bietta, a contatto non perfettamente rettilineo, più fitte in certe parti di un cristallo, più rade o mancanti in altre.

Struttura zonata frequentissima, con zone a composizione diversa, e passaggio per lo più graduale da zona a zona, ma spesso anche con salti bruschi. Si osserva in generale che se anche il contorno esterno di un plagioclasio zonato è allotriomorfo, le zone interne invece sono a contorno poligonale regolare, ma talvolta il nucleo mostra segni più o meno evidenti di corrosione.

Come regola generale, per le rocce eruttive, si ha che il nucleo è più ricco di An di quel che non lo sieno le parti esterne ed a partire da esso, verso la periferia, si ha quindi un costante aumento di acidità; eccezioni si hanno, più che altro, nel senso che alcune zone intermedie possono esser più basiche di quelle che le comprendono ossia, in altre parole, si ha un'alternanza di zone più e meno acide.

Negli scisti cristallini invece, quando si abbiano plagioclasi zonati, l'andamento è, in generale, opposto, cioè aumenta la basicità dall'interno verso l'esterno.

Dei concrescimenti regolari dei plagioclasi con altri feldispati mi sono già occupato (vedi pag. 250

e 319). Molto singolari sono dei concrescimenti quarzo-plagioclasio che si manifestano solo in condizioni speciali e che, a primo aspetto, possono ricordare assai i concrescimenti micropegmatici con i quali, per questo, vengono spesso confusi; essi son detti *mirmechite* (*quartz vermiculé* degli autori francesi).

La mirmechite si trova, tanto nelle rocce eruttive quanto negli scisti cristallini, al contatto fra ortose e plagioclasio, formando delle intrusioni di questo in quello, di forma varia, spesso a fungo od a sferula con la convessità rivolta verso l'ortose; il plagioclasio è attraversato da minute fibre di quarzo, di forma vermicolare, spesso disposte a ventaglio od a ciuffetti divergenti verso l'ortose ed otticamente isoorientate. Talvolta il concrescimento mirmechitico si interpone lungo tutto il contatto ortose-plagioclasio, quasi come un orlo di questo contenente le vermicolazioni quarzose, e cessa sempre bruscamente dove ortose e plagioclasio non sono più a contatto. La natura del plagioclasio è sempre molto acida e la quantità di vermicolazioni quarzose tanto minore quanto più esso è vicino all'albite; come caso limite è da considerarsi l'orlo albitico senza vermicolazioni quarzose che, in certi graniti, circonda il plagioclasio dove esso viene a contatto con l'ortose. Molto raramente sono state osservate sferule di mirmechite nell'interno di cristalli di ortose senza contatto, per lo meno apparente, con plagioclasio, oppure fra ortose e quarzo.

In seguito ad azioni dinamiche i plagioclasi possono esser deformati, ciò che si manifesta spesso con incurvatura delle lamelle di geminazione; se l'intensità delle azioni deformatrici sia stata molto intensa, si può avere una fratturazione periferica od anche totale.

Corrosioni magmatiche talora evidenti, ma non così profonde, in generale, come per altri minerali.

Inclusioni frequenti e spesso abbondantissime, ora disposte irregolarmente od accumulate verso il centro, ora invece ordinate in zone. Data la grande diffusione dei plagioclasi in rocce dei tipi più differenti, anche le inclusioni sono di natura variabilissima, di minerali diversi, liquide e gassose in generale non frequenti, vetrose talvolta abbondantissime negli interclusi delle rocce effusive.

Sfaldatura facile {001}; parallela a {010} più o meno facile a seconda dei casi e, sembra, tanto più evidente quanto più è sviluppata la geminazione albitica. I due piani di sfaldatura fanno angolo di 86°24′ nell'albite, di 85°50′ nell'anortite, nei termini intermedi angoli compresi fra i due. Sfaldature {110} e {$\bar{1}$10} generalmente poco facili: in sezioni molto sottili ne son talora visibili le tracce, poche e non perfettamente rettilinee.

P. sp. 2,61-2,76, il primo valore riferendosi all'albite, il secondo all'anortite; per gli altri termini il P. sp. varia, fra i limiti suddetti, regolarmente con la composizione; D = 6-6,5.

Bianchi, grigi, verdolini, azzurrastri, rossi; lucentezza vitrea, talora madreperlacea su {001}, in alcuni casi tendente alla cerea ed alla resinosa.

Tutte le proprietà ottiche variano continuamente fra i due termini estremi; non si conosce ancora con esattezza l'influenza delle piccole quantità di Or talora contenute dai plagioclasi, nè quella della carnegieite, da taluni ritenuta in essi presente.

Rifrazione bassa, birifrazione pure bassa e di segno variabile. Nell'albite 5% An si ha:

$$\alpha = 1{,}528, \quad \beta = 1{,}532, \quad \gamma = 1{,}539;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}010,$$
$$\gamma - \beta = 0{,}007, \quad \beta - \alpha = 0{,}004;$$

nell'anortite:

$$\alpha = 1{,}576, \quad \beta = 1{,}583, \quad \gamma = 1{,}588;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}013,$$
$$\gamma - \beta = 0{,}005, \quad \beta - \alpha = 0{,}008.$$

Gli indici di rifrazione aumentano dall'albite all'anortite, come è rappresentato dal diagramma

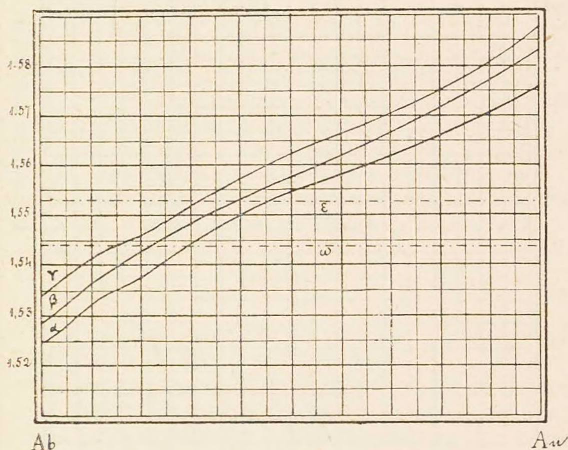


Fig. 107. – Le linee a tratto e punto si riferiscono agli indici di rifrazione del quarzo.

fig. 107; per le potenze birifrattive l'andamento è più complesso, come si deduce dal diagramma fig. 108.

2 V è sempre grande; il suo valore attorno a γ è di 79° per l'albite 5% An, di 103° per l'anortite, raggiunge il minimo di 75° per la labradorite 52% An e passa tre volte per 90°, respettivamente a 17, 37,

68% An circa; per conseguenza varia tre volte il segno della birifrazione, che è + fra 0 e 17% An [1],

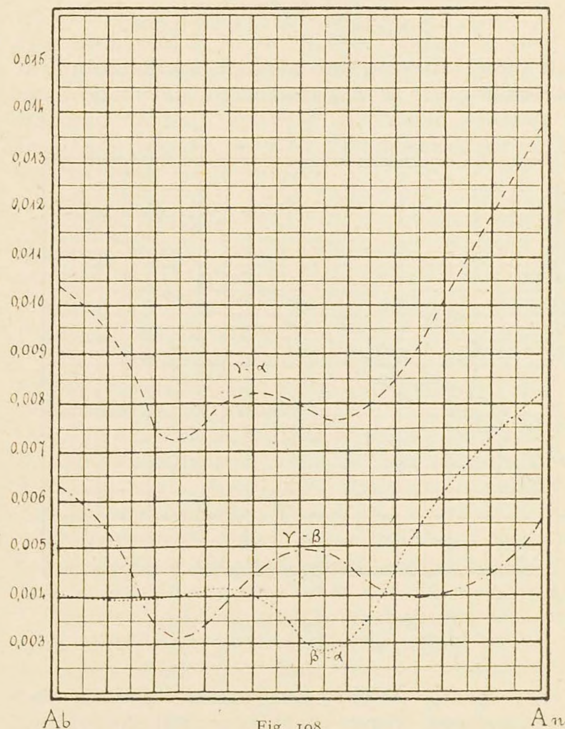


Fig. 108.

— fra 17 e 37% An, + fra 37 e 68% An, — per basicità superiori (v. fig. 109).

(1) Sono state indicate albiti negative, con 2 V = 80°-85°.

La dispersione degli assi ottici è piccola e non ha importanza per la determinazione nelle sezioni sottili.

L'orientazione cambia molto con le proporzioni di Ab ed An; il variare della posizione dei diversi elementi dell'indicatrice dei singoli termini della serie è rappresentato, in proiezione stereografica sulla sezione retta del prisma, cioè su di un piano normale a [001], nella fig. 110.

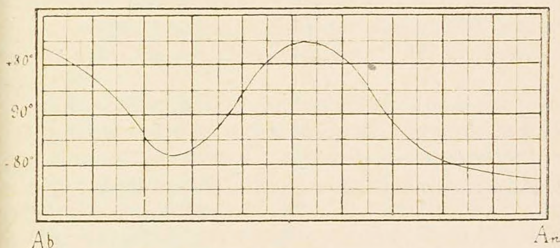


Fig. 109.

Si vede da essa come uno dei due assi ottici, quello indicato con A, si sposti relativamente poco, mentre le proiezioni dell'altro, B, sono disposte, all'ingrosso, su di un cerchio massimo che biseca l'angolo dei due diametri principali della figura. Le proiezioni della bisettrice negativa, α, per i termini acidi sono situate press'a poco sul diametro verticale, cioè sulla traccia di {010} e questo vuol dire che, nei cristalli, α è, press'a poco, contenuta nel piano stesso. La proiezione di γ, sempre per i termini acidi, è vicina all'uno od all'altro degli estremi del diametro orizzontale, estremi che rappresentano le proiezioni stereografiche delle due facce (010) e (0$\bar{1}$0), ciò che indica come, nei cristalli, γ sia press'a poco normale a {010}.

Vedremo poi come questi fatti si possano utilizzare nella determinazione della natura dei singoli termini plagioclasici.

I plagioclasi, in linea generale, sono tanto più facilmente alterabili quanto più sono basici; l'albite

Fig. 110. – 1 albite, 2 oligoclasio-albite, 3 oligoclasio, 4 oligoclasio basico, 5 andesina, 6 labradorite, 7 bitownite, 8 anortite.

si presenta fresca e, quando non lo sia, mostra, come l'ortose, alterazione micacea o caolinica, con produzione talora anche di quarzo; negli altri termini acidi l'alterazione è dello stesso tipo, ma si ha talvolta anche formazione di epidoti, eventualmente di calcite; la labradorite soggiace spesso alla trasformazione

nella cosidetta *saussurite*, mescolanza di vari minerali, difficilmente decifrabile e forse non sempre dell'identico tipo: fra i costituenti della saussurite sembra spesso prevalere un epidoto non ferrifero. Anche un'altra trasformazione è frequente nei plagioclasi basici, per la quale si ha dell'albite neogenica, mentre la parte calcarifera del feldispato originario, dà luogo a calcite oppure, col concorso spesso di sostanze estranee al plagioclasio, costituisce silicati vari. Sono note anche, e per lo più limitate a certi tipi di rocce, trasformazioni dei plagioclasi, specialmente acidi, in zeoliti o in minerali del gruppo delle scapoliti.

Nelle sezioni sottili i plagioclasi appaiono senza o con debole rilievo, e con colori d'interferenza bassi; le geminazioni costanti, o quasi, si riconoscono subito per il fatto che, a nicol incrociati, si vede un'alternanza, generalmente fitta, di lamelle più o meno sottili, con proprietà ottiche diverse. Se si dà un numero progressivo alle lamelle stesse, si nota che quelle a numero dispari hanno, in generale, la medesima orientazione ottica, diversa da quella che hanno le lamelle a numeri pari; così, p. es., quando le prime sono estinte, le altre sono illuminate e viceversa, le prime hanno una certa potenza birifrattiva e le seconde possono averla differente, ecc.

La forma delle sezioni, quando i plagioclasi sono idiomorfi, è spesso quasi rettangolare; nei microliti delle rocce effusive è per lo più a lista sottile e lunga, mentre gli interclusi delle rocce stesse hanno contorno vario, a volte assai complesso, e in alcuni casi, per mezzo della misura degli angoli piani del contorno poligonale, è possibile stabilire le forme presenti.

Il riconoscimento dei plagioclasi come tali è facilissimo e solo per individui non geminati o geminati

non polisintetici è possibile uno scambio con feldispati monoclini, ma il confronto fra gli indici di rifrazione del minerale e quello del balsamo risolve subito il dubbio.

La distinzione di un plagioclasio dall'altro è operazione talvolta un po' complicata ma importantissima, perchè, nelle rocce eruttive dove spesso essi sono elementi essenziali, la natura del plagioclasio presente o, per lo meno, prevalente, dà uno dei migliori criteri di classificazione. I metodi che possono usarsi sono svariati: io riporterò i più semplici e rapidi.

Nelle tabelle e nei diagrammi i valori delle estinzioni sono dati con il segno; salvo casi particolari, che indicherò volta per volta, è però impossibile, in sezione sottile, conoscere se una certa estinzione ha segno + o segno —, e questo fa sì che alcune determinazioni sieno ambigue e debbano esser confermate da altre osservazioni.

Sulle facce (001) e (010) il segno è inteso nel senso espresso dalla fig. 111; supposto il cristallo orientato con la zona prismatica verticale, la (001) rivolta verso l'osservatore, la (010) a destra dell'osservatore, l'angolo ottuso (vero) fra queste due facce pure a destra dell'osservatore, l'estinzione è positiva se l'angolo, a partire respettivamente dalle tracce di {010} e di {001}, è contato nel verso del movimento delle lancette dell'orologio, negativo in caso contrario. Per le sezioni {010} ciò equivale a dire che l'estinzione è positiva se avviene nell'angolo β ottuso degli assi cristallografici, negativa se avviene in quello acuto.

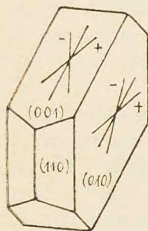


Fig. 111.

In generale le estinzioni si determinano sempre relativamente alla direzione α' (1).

I. S e z i o n i o r i e n t a t e . Con tale denominazione si intendono le sezioni di cui è nota la posizione cristallografica, o che sono normali ad uno degli elementi dell'indicatrice.

a) Sezioni {001}. Non sono identificabili nelle sezioni delle rocce e perciò lo studio delle estinzioni su di esse deve essere fatto in lamine di sfaldatura.

Le sezioni {001} mostrano la geminazione albitica con estinzione quasi simmetrica dei due sistemi di lamelle.

Le estinzioni variano fra + 4° per l'albite e — 40° l'anortite (v. fig. 112 curva a tratto e punto); il valore 0° si ha per un termine con circa 25% An. La traccia di {010}, alla quale le estinzioni son riferite, è riconoscibile sia perchè corrisponde alla sfaldatura, sia perchè coincide con la traccia del piano di geminazione albite e quindi con la linea di separazione delle lamelle geminate secondo tale legge.

È impossibile determinare il segno dell'estinzione; inoltre fra + 4° e — 4°, cioè fra l'albite e l'andesina, la variazione è lenta; queste sezioni pertanto si prestano solo per la determinazione di plagioclasi assai basici, per i quali non c' è più incertezza di segno (estinzioni superiori a 4° sono certo negative) e per i quali la variazione è rapida.

b) Sezioni {010}. Sono spesso facilmente riconoscibili in sezione sottile; il piano {010} è faccia di associazione della legge dell'albite e quindi tale geminazione, su di esso, deve scomparire. Se la lamina è geminata secondo il periclino non appare semplice,

(1) Cioè alla direzione di vibrazione negativa; non bisogna confondere il segno della estinzione definito prima, con il segno delle direzioni di vibrazione che, come ho indicato a suo tempo, si dice, con locuzione in verità poco felice, positivo se è γ', negativo se è α'.

però, salvo il caso di una geminazione molto sviluppata secondo tale legge, caso che, come ho detto, si dà specialmente per termini basici, si tratta sempre di poche lamelle a cuneo che interrompono l'uniformità della sezione.

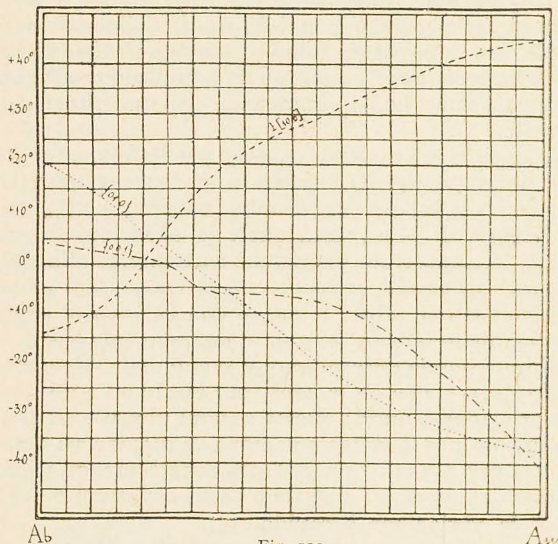


Fig. 112.

Se la lamina è tagliata in un cristallo idiomorfo, la misura degli angoli del poligono che la limita serve a confermare se si tratta effettivamente di sezione secondo {010}; le tracce riportate nella fig. 113 sono quelle delle facce che più comunemente si possono trovare, con gli angoli che le tracce stesse fanno tra di loro; naturalmente non tutte le facce sono

sempre presenti in una stessa lamina, ma dalla figura si deducono facilmente gli angoli che si hanno, in mancanza di alcune di esse.

Anche la figura d'interferenza può aiutare a far riconoscere le sezioni {010}, giacchè per i plagioclasi acidi, fino alla labradorite, da essa emerge, più o meno centrata la bisettrice positiva γ.

In alcuni casi, poco comuni però, la geminazione di Carlsbad ha per piano di unione {100}; in tali casi la sezione {010} appare divisa in due parti che, appartenendo essa alla zona simmetrica della geminazione di Carlsbad, estinguono simmetricamente rispetto alla traccia del piano di unione.

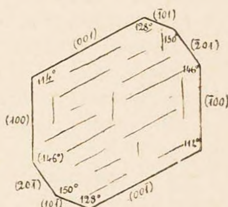


Fig. 113.

Infine se il plagioclasio è zonato, facilissimo riesce, come vedremo a suo tempo, verificare se una data sezione è parallela a {010} oppur no.

Si capisce che, in una sezione sottile, non sarà in generale possibile stabilire con assoluta precisione il parallelismo al pinacoide in questione, ma l'assenza della geminazione albite prova, in ogni modo, che la posizione è assai vicina a quella cercata.

Le estinzioni su {010}, che vengono riferite alla traccia della base, sempre manifesta per le sottili e nette tracce di sfaldatura, variano fra + 20° per l'albite e — 37° ½ per l'anortite. La curva che rappresenta tali estinzioni (fig. 112, curva punteggiata) passa da 0° per un termine con circa il 30% An. Il segno può spesso stabilirsi e cioè, prescindendo dal caso dei plagioclasi zonati, sul quale mi tratterrò più avanti, quando si veda, oltre alla traccia della base quella di {100}, sia essa rappresentata nel con-

torno, sia, come più spesso avviene, dalle tracce di sfaldatura dei pinacoidi della zona [001], tracce generalmente molto meno nette di quelle basali ed interrotte, sia infine dal piano di unione di geminati di Carlsbad; l'estinzione è, come ho detto avanti, positiva se avviene nell'angolo ottuso delle due tracce e viceversa.

Le sezioni {010}, quando si possa determinare il segno dell'estinzione, sono utilizzabili con esattezza per qualunque termine plagioclasico, essendo la variazione regolare e rapida in tutta la serie. Se viceversa non si sia potuto precisare il segno, saranno caratteristiche soltanto estinzioni superiori a 20°, certo negative e riferibili a termini con oltre 55 % An.

c) Sezioni normali ad [100]. Sono sezioni contemporaneamente perpendicolari alle due forme {001} e {010}; esse hanno spesso, quando il cristallo sia allungato secondo [100], contorno press'a poco quadrato. Essendo normali a {010} appartengono alla zona di simmetria della legge dell'albite e quindi le due serie di lamelle quando, come quasi sempre avviene, esse esistono, debbono estinguere simmetricamente.

Le sezioni stesse, dato che sono normali alla base, devono mostrare nettissime le tracce di sfaldatura basale che, alzando ed abbassando il tubo (è bene usare un obiettivo forte) non devono spostarsi lateralmente. L'angolo compreso fra le tracce di sfaldatura basale e quelle del piano di geminazione deve essere di circa 86°.

In tutta la serie dei plagioclasi acidi, fino oltre l'andesina, si ha da queste sezioni l'emergenza, più o meno centrata, della bisettrice negativa α.

Si hanno quindi, in complesso, mezzi facili e sicuri per riconoscere queste sezioni.

L'estinzione, riferita alla traccia del piano di geminazione, {010}, varia fra — 14° e + 45° (fig. 112, curva tratteggiata), passando da 0° per un termine a circa 20% An; il segno è + se l'estinzione avviene nell'angolo acuto fra {001} e {010} (fig. 114).

Le sezioni normali a [100], facilmente riconoscibili e per le quali non c'è ambiguità di segno, sono ottime per il riconoscimento dei plagioclasi. Hanno poi il vantaggio che in vicinanza di esse le estinzioni variano piuttosto lentamente, onde un leggero difetto di orientazione non produce errore molto forte.

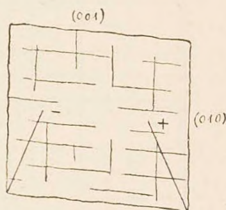


Fig. 114.

d) Sezioni normali a γ. Bisogna cercarle, per così dire, a tasto, esaminando a luce convergente le lamine che si presumono opportune. Conviene però, a scanso di inutili perdite di tempo, ricordare alcuni fatti.

Da quanto si può rilevare dalla fig. 110, è evidente che le sezioni normali a γ sono per lo più poco inclinate su {010} e solo nei termini più basici, bitownite ed anortite, questa inclinazione raggiunge valori notevoli. Sarà quindi inutile esaminare sezioni che mostrino ben evidente la geminazione albite, salvo sempre che non si tratti di termini basici, nel qual caso si esamineranno, a luce convergente, le sezioni geminate a limiti, fra i due sistemi di lamelle, piuttosto sfumati; in ogni modo poi, saranno sempre da scartarsi le sezioni che si mostrino nella zona simmetrica, o vicine ad essa. In molti casi perciò la ricerca delle sezioni normali a γ si potrà fare con quella delle sezioni {010}.

La figura d'interferenza caratteristica (v. pag. 122)

deve essere centrata, e c'è quindi modo di stabilire se una data sezione è esattamente nella posizione cercata oppur no.

Le estinzioni, riferite alla traccia di {001} (curva punteggiata della fig. 115) vanno da + 21° a — 67°

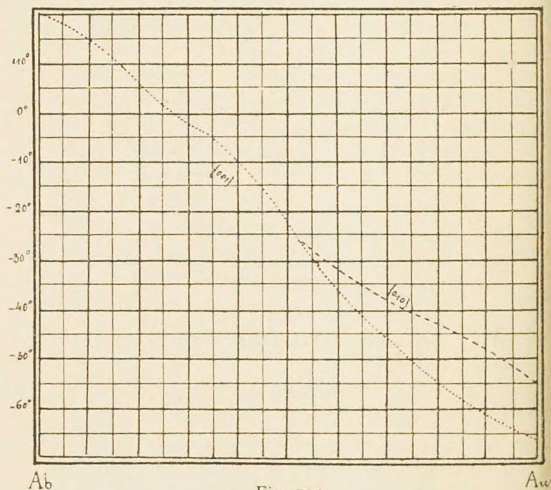


Fig. 115.

circa e, per una parte del suo percorso, la curva coinciderebbe con quella delle sezioni {010}; per termini basici le estinzioni possono riferirsi anche alla traccia di {010} (curva tratteggiata della fig. 115). Per il segno vale, press'a poco, quanto è stato detto per le sezioni {010} (1).

---

(1) È stato proposto di recente, di utilizzare la geminazione di Carlsbad quando essa sia visibile nelle sezioni normali a γ ed eventualmente quella albite-Carlasbad; non ho avuto ancora occasione di usare questi metodi.

e) Sezioni normali ad α. Al contrario di quello che succede per le sezioni normali a γ, queste vanno cercate, per i plagioclasi acidi, fra le sezioni della zona simmetrica dei geminati albite o, per lo meno, fra quelle ad essa vicine: infatti, come ho detto (v. pag. 331) la bisettrice negativa, dall'albite fino all'andesina 35% An, è contenuta in {010} od in piani pochissimo inclinati su tal pinacoide. Inoltre le sezioni normali ad α dei plagioclasi acidi hanno, fra quelle della zona simmetrica, estinzioni molto vicine a quelle massime dei singoli termini.

Le estinzioni, riferite alla traccia di {010}, cioè del piano di unione dei geminati albite, variano fra — 16° nell'albite a + 32° nell'anortite (fig. 116, curva punteggiata); il valore 0° si ha per un termine con poco più del 20% An.

Il segno non è determinabile e quindi per estinzioni fra 0° e 16° c'è ambiguità, che può esser tolta solo con altri metodi; valori superiori a 16° si riferiscono a termini con oltre il 30% An circa: le sezioni normali ad α sono pertanto utilizzabili senza dar luogo ad ambiguità, dall'andesina in poi. Però per termini dal 70% An in là, l'estinzione rimane press'a poco costante e non è quindi caratteristica, ma questo difetto è, in certo modo, neutralizzato dai fatti seguenti.

Nei plagioclasi acidi, come ho detto, α è press'a poco situata in {010}, e perciò nei geminati albite l'estinzione sarà simmetrica o quasi, e tanto l'una quanto l'altra serie di lamelle geminate, mostrerà, a luce convergente, l'emergenza di α; nei termini più basici dell'andesina questo non avviene più: l'estinzione non è simmetrica e se una serie di lamelle, per esempio la 1, è normale ad α, l'altra serie (1') è più o meno inclinata su di essa. In questi casi conviene determinare l'estinzione tanto nelle la-

melle 1, quanto in quelle 1′; nella fig. 116 la curva punteggiata si riferisce alle lamelle 1, normali ad α,

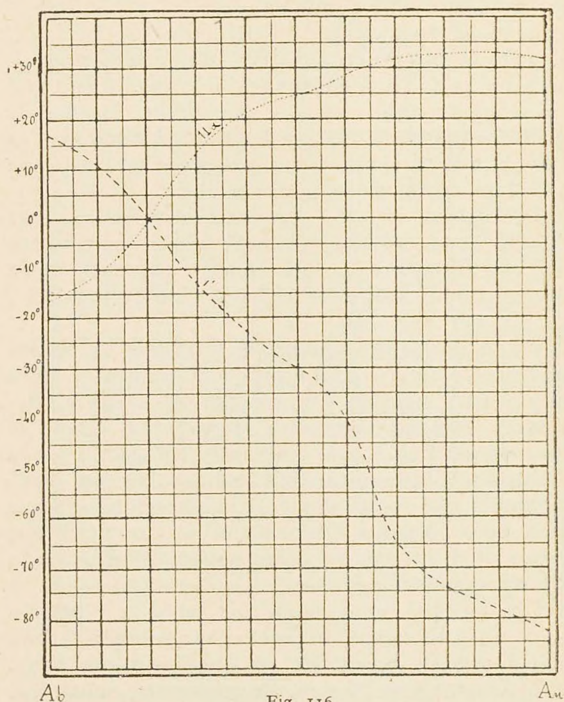


Fig. 116.

quella tratteggiata alle lamelle 1′ geminate, secondo la legge dell'albite, con le prime.

L'uso del diagramma non ha bisogno di lunghe spiegazioni, ed un esempio servirà a chiarirlo. L'esame a luce convergente mostra in un plagioclasio ge-

minato albite che una serie di lamelle (1) è normale ad α; l'estinzione delle lamelle stesse avviene a 29° dalla traccia del piano di unione. La curva punteggiata incontra la parallela all'asse delle ascisse, passante per + 29° in corrispondenza della verticale 60% An circa, e la verticale stessa incontra la curva tratteggiata all'estinzione — 41° circa. Le lamelle 1′ devono quindi estinguere a 41° dalla traccia di {010}, dalla parte opposta a quella dalla quale estinguono le 1; se ciò non avviene vuol dire o che una delle due determinazioni è sbagliata, o che la geminazione non è quella dell'albite.

Siccome la curva delle estinzioni 1′, oltre il 70% An, come del resto dappertutto, varia molto rapidamente, sarà possibile determinare con sufficiente esattezza anche i termini bitownitico-anortitici per i quali, come ho avvertito, le estinzioni 1 sono poco caratteristiche.

f) Sezioni normali a β. Per ciascun plagioclasio queste sezioni hanno la birifrazione massima, ed esse dovranno perciò esser cercate fra quelle a colori d'interferenza più elevati; naturalmente, come nei casi precedenti, bisogna volta per volta fare l'osservazione conoscopica, che deve dare l'immagine delle sezioni parallele all'asse ottico, la quale però essendo in questo caso poco netta, non permette di controllare con esattezza la normalità a β.

Le estinzioni sono riferite alla traccia di {010}; per tutti i plagioclasi acidi, fino oltre il 30% An, esse sono vicine a 0° (fig. 117 curva punteggiata) e quindi inservibili o, per dir meglio, utili soltanto per orientamento, cioè per far capire se si tratta di un termine acido o di uno basico. A partire dall'andesina la variazione doventa rapida e quindi le estinzioni sono caratteristiche. L'estinzione delle lamelle 1′ geminate secondo l'albite con le 1 normali a β, sono poco diverse ma di segno contrario (fig. 117 curva

tratteggiata); esse avvengono quindi dalla parte opposta, rispetto alla traccia di {010}, a quella dalla quale estinguono le 1. L'uso del diagramma è simile a quello del diagramma precedente.

g) Sezioni normali ad un asse ottico. Sono molto facilmente riconoscibili perchè costantemente estinte, o quasi, a nicol incrociati; la normalità è control-

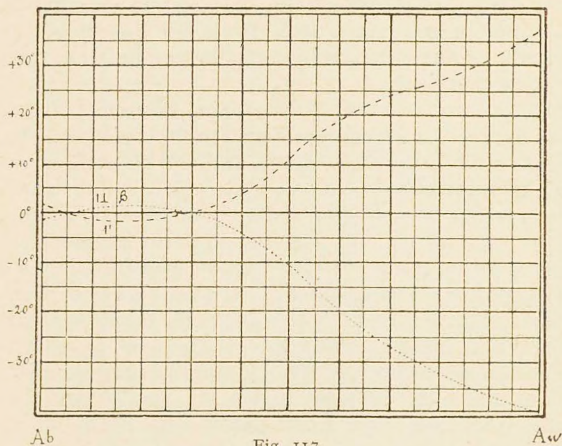


Fig. 117.

labile con grande esattezza, perchè la sola sbarra visibile deve avere il suo punto di mezzo, attorno al quale essa ruota contrariamente alla rotazione della piattaforma, in coincidenza con il centro del campo.

Si determina non l'estinzione, che qui non avviene, ma la posizione della traccia del piano degli assi ottici, rispetto a quella di {010}. Per questo, a luce parallela si stabilisce la coincidenza della traccia di {010} con uno dei fili del reticolo, p. es. con

quello N-S e poi, a luce convergente, si ruota la piattaforma fino a portare a coincidere esattamente con il filo N-S la isogira: l'angolo così determinato, però, da solo dice poco o nulla.

Ho già detto che gli assi ottici A e B variano la loro posizione, nei diversi termini della serie, in modo molto diverso; però non siamo in grado di sapere, in generale, se l'asse ottico che emerge dalla nostra sezione è l'uno o l'altro.

Per risolvere il problema ed avere, nello stesso tempo, un dato per il riconoscimento del plagioclasio in istudio, si determina l'estinzione delle lamelle 1' geminate, secondo l'albite, con 1 normale ad un asse ottico. Anche qui, al solito, non è possibile precisare i segni degli angoli determinati e si procede nel modo seguente. Si attribuisce un segno arbitrario all'angolo fra le tracce del piano degli assi ottici e di {010}, ed all'estinzione della lamella 1' si dà lo stesso segno, se la estinzione avviene dalla stessa parte della traccia di {010} dalla quale si trova la traccia del piano degli assi ottici, segno contrario in caso diverso. In altre parole: una volta misurato l'angolo fra le tracce di {010} e del piano degli assi ottici, si riporta, a luce parallela, la traccia di {010} a coincidere con il filo N-S del reticolo, dopo di che si ruota la piattaforma fino all'estinzione (α'!) delle lamelle 1'; se la rotazione si è fatta nello stesso verso nel quale si è ruotato per determinare il primo angolo, si dà lo stesso segno ai due valori, altrimenti si dà loro segno contrario.

Nei geminati albite i due segni devono essere sempre uguali e se ciò non fosse, o l'estinzione determinata non è relativa ad α', o la geminazione non è quella dell'albite.

Confrontando i dati ottenuti con i valori riportati nella seguente tabella, si può stabilire, in generale,

di quale asse ottico e di qual termine plagioclasico si tratta, e precisare il vero segno da attribuire ai due angoli misurati.

% An	1 ⊥ A	1′	1 ⊥ B	1′
0,5	+ 64°	+ 41°	+ 65°	+ 35°
13	+ 77° ½	+ 38° *	+ 77°	+ 50° *
20	+ 89° ½	+ 5° *	+ 89°	⊥ A
25	— 80° ½	— 20° *	— 81°	— 50° *
35	— 64° ½	— 40°	— 66°	— 37°
52	— 42°	— 46°	— 59° ½	— 24°
73	— 30°	— 55°	— 60°	— 15° **
97	— 22° ½	= 56°	— 65°	⊥ B

* Vicinanza d.ll'altro asse ottico. ** Vicinanza dello stesso asse ottico.

II. Sezioni della zona normale a {010}. Questa zona è straordinariamente importante: è zona di simmetria dei geminati albite e perciò, data la frequenza dei geminati secondo tal legge, vien detta anche semplicemente zona simmetrica.

Le sezioni che appartengono ad essa sono molto facilmente riconoscibili nel modo seguente. Si porta la sezione in posizione tale che la traccia del piano di geminazione coincida con uno dei fili del reticolo: le lamelle geminate, a nicol incrociati, si capisce, debbono essere ugualmente illuminate (v. pag. 70); si ruota ora di 45° in un senso qualsiasi e siamo ancora in una posizione di uguale illuminazione, nella quale inoltre spariscono anche le esili strie fra lamella e lamella, causate da eventuali lievi sovrapposizioni, strie che ancora si vedevano nella posizione precedente: la geminazione albite scompare, la lamina

sembra di un cristallo semplice; basta però una rotazione minima per far riapparire le lamelle di geminazione. Questo metodo è sensibilissimo.

Le estinzioni sono simmetriche rispetto alla traccia di {010}; si fa coincidere questa, cioè la traccia

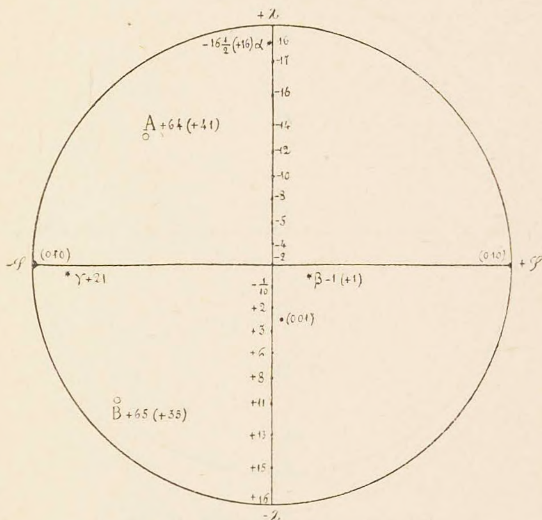


Fig. 118. - Albite.

del piano di unione delle lamelle geminate, con uno dei fili del reticolo e si prende questa posizione come posizione di partenza: si ruota in un verso qualsiasi fino a che una serie di lamelle sia estinta e si legge l'angolo di rotazione, dopo di che si ruota nel verso opposto fino all'estinzione dell'altra serie di lamelle: l'angolo di estinzione, a contare dalla posizione di partenza, è uguale al primo. Ciò vuol dire che l'an-

golo compreso fra le due direzioni di estinzione, doppio evidentemente di ciascuno dei due angoli uguali misurati, è bisecato dalla traccia di {010}. Al solito le estinzioni da determinare sono quelle α'.

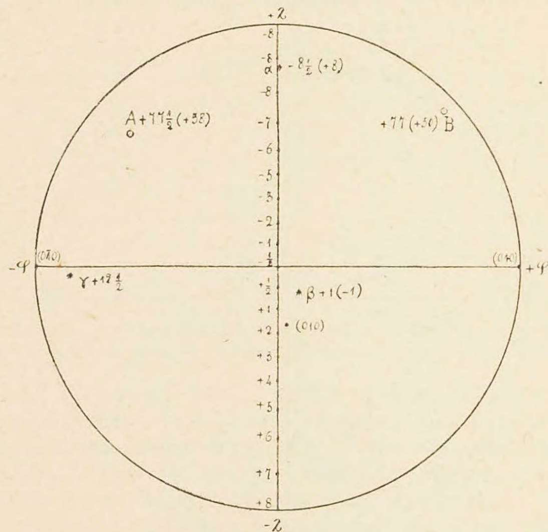


Fig. 119. - Oligoclasio-albite 13 % An.

In ogni termine della serie l'angolo di estinzione varia con il variare della posizione della lamina nella zona (v. fig. 118-124) [1]: dal valore minimo di 0° si

[1] Le figure 118-124 sono proiezioni stereografiche, sulla sezione retta dal prisma, degli elementi ottici di alcuni termini plagioclasici. In esse i numeri segnati vicino al diametro verticale dànno le estinzioni delle sezioni, di 10° λ in 10° λ, della zona normale a {010}; il numero accanto ad A e B indica l'angolo che la traccia del piano degli assi fa con quella di {010} sulle sezioni normali agli assi ottici A e B, e quello tra paren-

passa ad un massimo, in generale diverso per le singole miscele; nell'anortite le estinzioni simmetriche variano fra 35° circa e 90°, sempre, ben'inteso, che si considerino quelle relative alle vibrazioni α'.

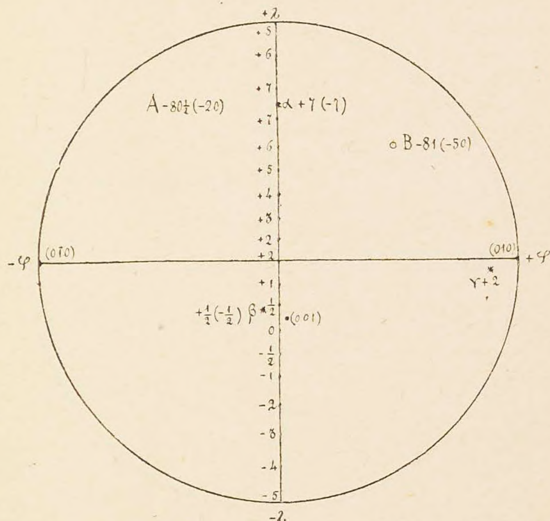


Fig. 120. - Oligoclasio 25 % An.

Il massimo di estinzione è quindi spesso caratteristico e sufficiente, in tal caso, per la esatta determinazione del plagioclasio.

---

tesi l'estinzione delle lamine geminate secondo la legge dell'albite con le sezioni stesse; i numeri accanto alle proiezioni di α, β, γ, dànno l'estinzione della sezione normale, respettivamente, ad α, β, γ e, i numeri tra parentesi, quella della lamella geminata secondo la legge dell'albite. Tutte le estinzioni si riferiscono ad α' e son contate a partire dalla traccia di {010}.

La ricerca del massimo richiede, naturalmente, un certo numero di misure; il fatto però che la variazione del valore dell'estinzione è generalmente assai lenta in vicinanza del massimo, fa sì che le sezioni

Fig. 121. - Andesina 35 % An.

con l'estinzione cercata, o vicina ad essa, sono assai frequenti.

Non occorre poi che le sezioni sieno con grande esattezza nella zona, perchè quando la differenza fra le due estinzioni, che dovrebbero esser uguali, è piccola, di pochi gradi, si può prendere la media dei due angoli, che corrisponde assai bene all'estinzione della relativa sezione esattamente in zona.

Riguardo al segno della vibrazione rispetto alla quale si misura l'estinzione, si può fare a meno di determinarlo tutte le volte che l'estinzione stessa è piccola, giacchè, in questa zona, per la massima

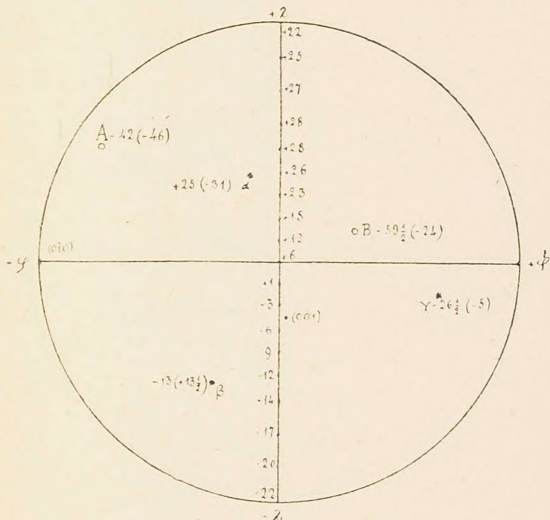


Fig. 122. - Labradorite 52 % An.

parte della serie, la vibrazione più vicina alla traccia di {010} è α'; quando però l'angolo sia grande, cioè per plagioclasi basici, bisognerà controllare se l'estinzione misurata è relativa ad α' od a γ' e scegliere, in ogni modo, la prima che è quella in base alla quale son costruiti i diagrammi.

Il massimo di estinzione varia fra — 16° circa per l'albite e 90° per l'anortite, passando da 0° e cam-

biando di segno per un oligoclasio con poco più del 20% An (fig. 125). Questo termine ha γ normale a {010}, coincidente cioè con l'asse di geminazione, e quindi l'estinzione è a 0° per tutta la zona.

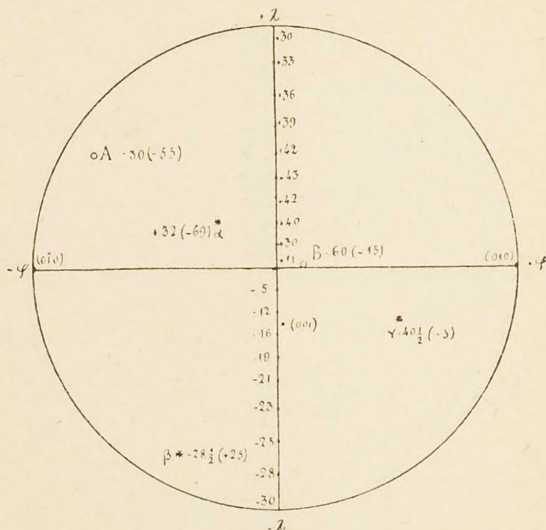


Fig. 123. – Bitownite 73 % An.

Il segno dell'estinzione non è determinabile e perciò, nel tratto della serie compreso fra l'albite ed un'andesina con estinzione massima di + 16° (circa 30% An), c'è ambiguità; in altre parole se il plagioclasio ha estinzione simmetrica massima compresa fra 0° e 16° non è possibile dire, senza ricorrere ad altri metodi, se esso è compreso fra l'albite e l'oligoclasio 20% An circa, oppure fra questo e l'andesina 30% An circa.

Questa incertezza reca poco danno quando il massimo sia piccolo, perchè allora la parte incerta della serie è ristretta, ma quanto più alto esso è, tanto maggiore è la differenza fra i due termini ai quali

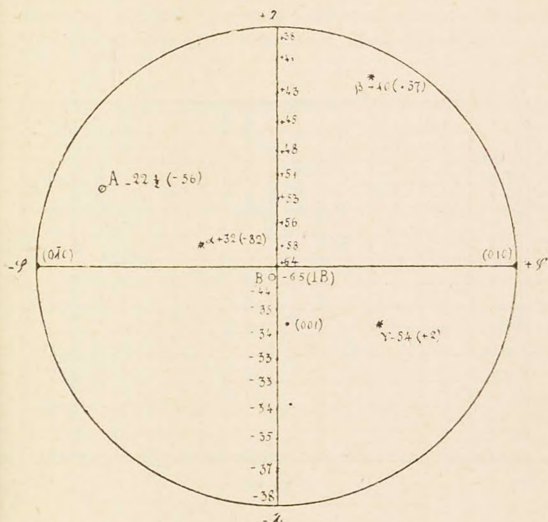


Fig. 124. - Anortite.

esso può riferirsi, fino a raggiungere il suo valore più elevato per il massimo di 16°.

Frequentissima è l'associazione, in uno stesso cristallo, delle due leggi albite e Carlsbad: in tal caso una sola sezione della zona simmetrica, o ad essa vicina, permette la determinazione del plagioclasio, non solo, ma anche una cognizione assai esatta dell'orientazione della lamina, ciò che può eventualmente permettere dei controlli.

I geminati doppi albite-Carlsbad, della zona simmetrica, si riconoscono con facilità; ricordo che la zona è di simmetria per la legge dell'albite ma non per quella di Carlsbad e perciò, portando la traccia del piano di unione comune a 45° dalle sezioni principali dei nicol, la prima legge scompare, la seconda no. Considerando il cristallo formato da due parti,

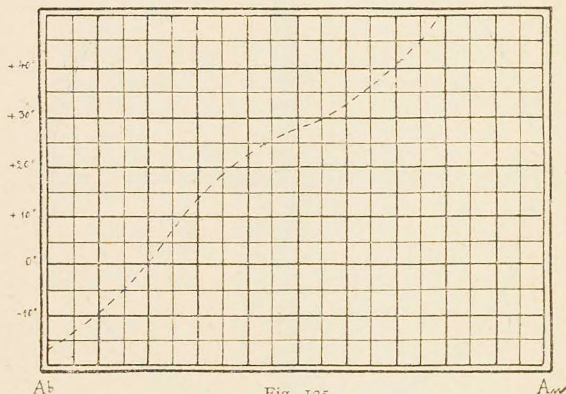


Fig. 125.

I e II, geminate secondo Carlsbad, costituite, la prima da più individui (1 e 1′) geminati fra loro secondo l'albite, la seconda pure di individui (2 e 2′) geminati fra di loro secondo l'albite, avremo, nella posizione a 45°, per le intensità luminose, 1 = 1′ e 2 = 2′, onde il cristallo ci apparirà costituito di due soli individui I e II; ruotando di un piccolo angolo, riappariranno subito 1 e 1′, 2 e 2′ (v. fig. 21 e 22, pag. 72).

L'estinzione simmetrica di 1 e 1′ è, in generale, diversa da quella di 2 e 2′; tali due valori, indicando

con I l'estinzione più grande con II la più piccola, riportati nel diagramma fig. 126, il primo come ordi-

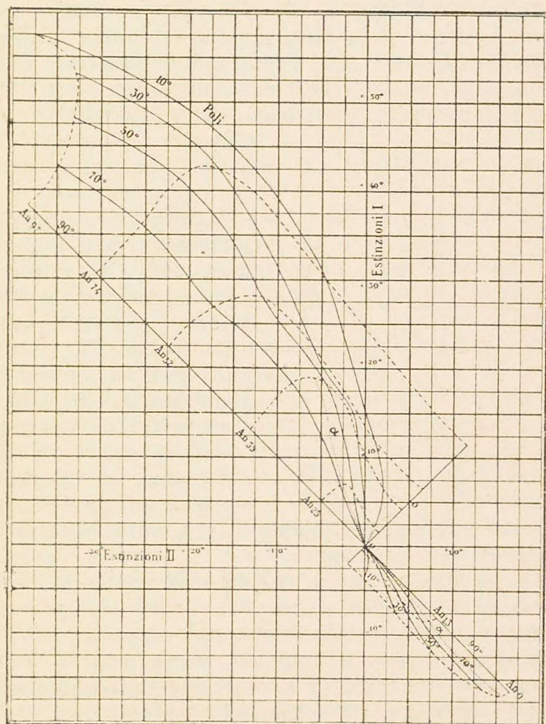


Fig. 126.

nata, l'altro come ascissa, dànno, senz'altro, la percentuale di An del plagioclasio e l'orientazione della sezione.

Sul diagramma si ha una serie di curve tratteggiate ed una di curve intere: si guarda vicino a quale curva tratteggiata cade il punto individuato dell'ordinata I e dall'ascissa II e si ha il % An, mentre la curva intera più prossima al punto ci indica il valore approssimato di λ, che è una delle coordinate di I, nella proiezione stereografica, sulla sezione retta del prisma, delle proprietà ottiche del termine in istudio, l'altra coordinata (φ) essendo, per queste sezioni, 0° (fig. 127).

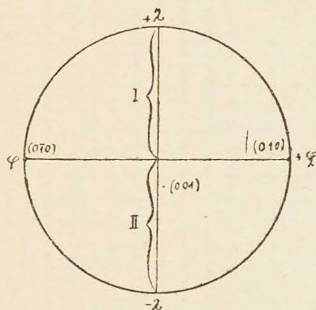


Fig. 127.

Infatti sopra una tale proiezione i poli delle sezioni della zona normale a {010}, cadono tutti sul diametro verticale, quelli delle sezioni I, inoltre, sulla metà superiore del diametro stesso. I poli degli individui I e II, geminati secondo Carlsbad, si trovano sul diametro verticale ad ugual distanza dal centro, quindi quello di II sempre sulla metà inferiore del diametro.

Ho accennato prima che la conoscenza di λ può permettere ulteriori controlli: alcuni esempi varranno a chiarire come ciò avvenga. Supponiamo che una determinazione qualsiasi abbia dato λ = 65° circa: la sezione I deve allora esser approssimativamente normale ad [100], giacchè questa ha λ = + 64°; l'estinzione I, perciò, riportata sul diagramma fig. 112, curva tratteggiata, deve dare una percentuale di An vicina, se non identica, a quella ottenuta con il diagramma dei geminati doppi.

Quando invece si sia trovato λ = 25° circa, la

sezione II è press'a poco parallela a {001} e quindi l'estinzione II, sul diagramma fig. 112, curva a tratto e punto, deve condurre ad una composizione press'a poco uguale a quella trovata per il geminato doppio.

In un altro caso, con estinzioni I = 18°, II = 5°, si sia stabilito che il plagioclasio è un termine con circa 35% An, e che λ = 50°; l'esame della proiezione dell'andesina (fig. 121) mostra subito che nella parte I si deve avere l'emergenza poco obliqua di α, cosa facilmente verificabile con l'esame conoscopico.

Anche con questo metodo, come con molti altri, data l'impossibilità di conoscere il segno delle estinzioni, permane l'incertezza nel tratto della serie fra l'albite e l'andesina acida; qui però l'ambiguità è limitata agli oligoclasi, giacchè la distinzione fra albite ed andesina con uguale differenza fra le estinzioni I e II, differenza indicata generalmente con Δ, è spesso possibile. In molti casi l'esame a luce convergente, il quale potrà farci vedere in I l'emergenza di α, varrà a risolvere il dubbio, tenuto conto del valore di λ dato dal diagramma ed esaminando le due proiezioni stereografiche dell' albite e dell' andesina (fig. 118 e 121). Così, per esempio, per l'albite non si dovrà aver emergenza centrata, o quasi, di α altro che se λ è verso 80°, per l'andesina invece ciò dovrà avvenire se λ è vicino a 60°. Quando poi Δ sia superiore a 5° il dubbio non è più possibile, perchè tali valori si hanno solo per termini con oltre il 25% An.

III. Plagioclasi zonati. Come ho detto a suo tempo, la zonatura con composizione diversa nelle singole zone, è frequentissima nei plagioclasi. Questo si manifesta, a nicol incrociati, col fatto che in un dato cristallo l'estinzione non avviene contemporaneamente per tutta la lamina ed ha valori variabili con continuità, o con salti bruschi, a seconda che tra le varie zone si abbia passaggio graduale o no.

Molto spesso si può, con relativa facilità, determinare in una sola sezione la composizione delle singole zone, ed anche stabilire il segno delle estinzioni altrimenti non determinabile. Per questo si approfitta del fenomeno della uguale illuminazione, per il quale, ruotando fra i nicol incrociati, nel suo piano, una lamina zonata, si può trovare una posizione nella quale le diverse zone hanno la medesima intensità luminosa e quindi la zonatura scompare.

Le sezioni nelle quali queste determinazioni si fanno più facilmente sono quelle parallele a {010} e quelle della zona simmetrica.

a) Sezioni {010}. L'uguale illuminazione avviene a + 40° ½ dalla traccia della base: questo permette intanto di verificare, con esattezza, se una certa sezione zonata è veramente parallela a {010} e di stabilire il verso positivo delle estinzioni, anche in assenza di contorno regolare, o di tracce di {100}.

L'osservazione si fa nel seguente modo: partendo dalla posizione nella quale le tracce di sfaldatura basale coincidono con il filo N-S del reticolo, si ruota in un verso qualsiasi fino a che la zonatura scompare: se l'angolo del quale si è ruotato è di 40° circa, la sezione è {010}; se è di 50° la sezione è pure {010} ma la rotazione è avvenuta nel verso negativo.

Stabilito che la lamina ha l'orientazione voluta, si procede alla misura delle estinzioni; per questo, presa come posizione di partenza quella nella quale le tracce di {001} coincidono con il filo N-S, si riporta la lamina all'uguale illuminazione, a + 40° dalla posizione di partenza e si ruota poi lentamente nel verso opposto, leggendo gli angoli per le estinzioni delle varie zone, riferite sempre ad α' ed alla traccia di {001}: quelli tra la posizione di uguale illuminazione e quella di partenza hanno il segno +, gli altri il segno —.

I valori così ottenuti, riportati sul diagramma (fig. 112, curva punteggiata), con il loro segno, dànno le percentuali di An senza possibile ambiguità.

Come determinazione di controllo serve l'osservazione conoscopica che, se fatta con obiettivo fortissimo, meglio di tutto con un'immersione, e con il diaframma della lente di Amici molto ristretto, può dare la figura d'interferenza delle singole zone: sarà così possibile seguire la varia inclinazione dell'emergenza di γ per i diversi termini associati.

b) Sezioni della zona simmetrica. Bisogna prima di tutto stabilire il segno di λ della sezione in istudio, cioè riconoscere se il suo polo si trova sulla metà superiore ($+\lambda$), o sulla inferiore ($-\lambda$), del diametro verticale della proiezione stereografica.

Se il cristallo è geminato doppio albite-Carlsbad, i due individui geminati secondo Carlsbad hanno λ uguale in valore assoluto e di segno contrario; I, cioè l'individuo ad estinzione maggiore ha $+\lambda$, II $-\lambda$.

Però spesso nei geminati doppi albite-Carlsbad è difficile stabilire la corrispondenza fra le varie zone in I e II, e perciò conviene servirsi della parte che meglio si presta per lo sviluppo delle singole zone, se possibile di I nella quale le estinzioni sono più diverse fra di loro.

Se la lamina è geminata con la sola legge dell'albite non si sa, in generale, il segno del suo λ; però tutte le volte che l'osservazione a luce convergente mostra α nel campo, anche se l'emergenza sia eccentrica, λ è positivo e queste sezioni, del resto, sono quelle che in generale si prestano meglio, perchè le estinzioni sono vicine ai massimi.

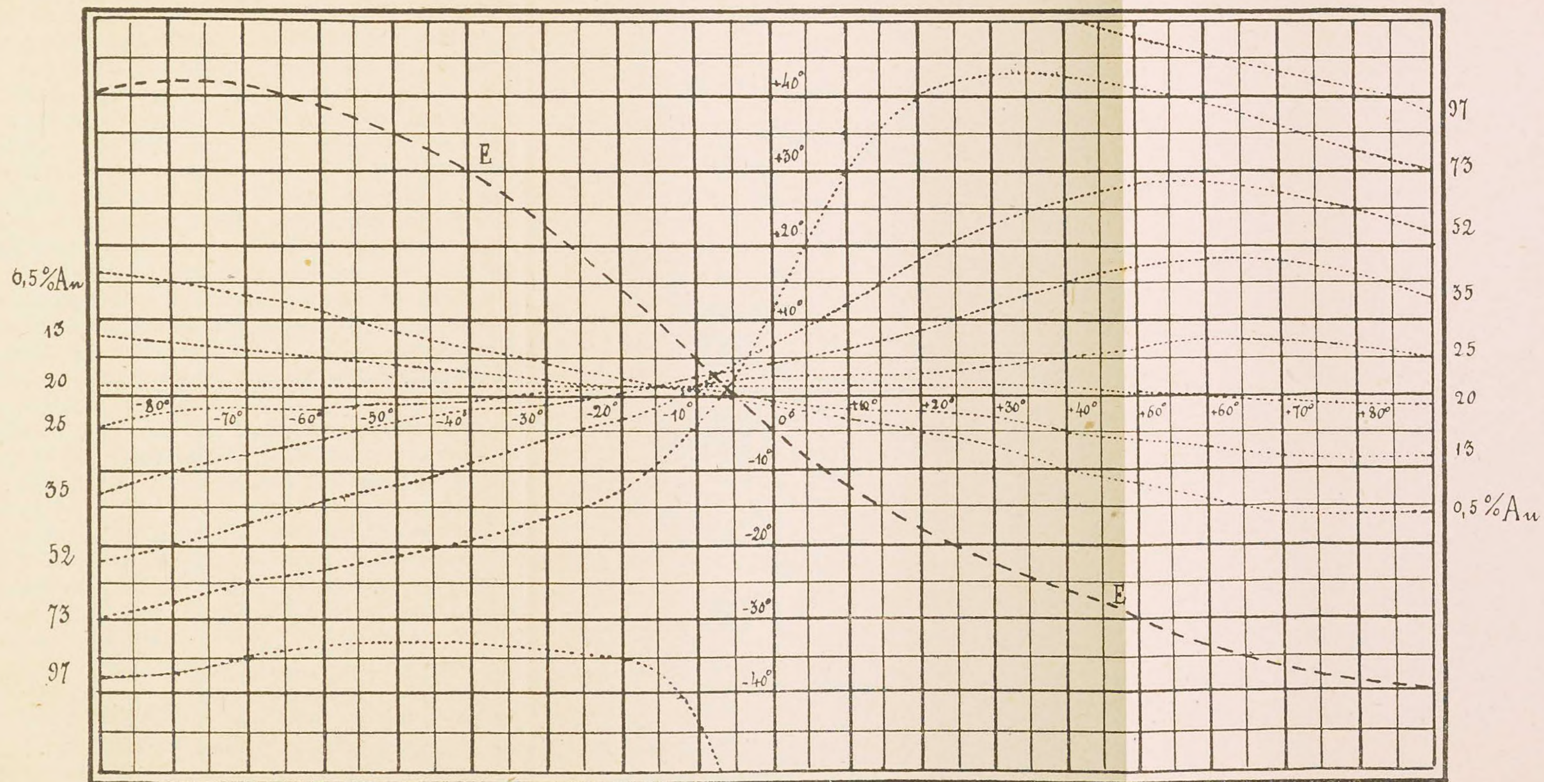
Una volta precisato il segno di λ si determina l'angolo di uguale illuminazione (E); per questo, considerando una delle singole lamelle geminate albite, scegliendola fra le più larghe, perchè il feno-

meno è allora più netto, si ruota fino alla scomparsa della zonatura; se l'angolo compreso fra questa posizione e la traccia di {010} è maggiore di 45°, si fa l'osservazione ruotando nel verso opposto. Partendo dalla posizione di uguale illuminazione e tornando indietro verso la traccia di {010}, si determinano le estinzioni delle diverse zone, riferite sempre alla traccia di {010}, notando se esse avvengono dalla stessa parte o da quella opposta della uguale illuminazione, rispetto a {010}; bene inteso che tutte queste operazioni si fanno sempre considerando la lamella dalla quale siamo partiti.

Resta ora da stabilire il segno di E e quello delle estinzioni nelle singole zone: se λ è positivo, E è negativo e delle estinzioni sono pure negative quelle che avvengono dalla stessa parte di E, positive le altre; se λ è negativo sono positivi E e le estinzioni che avvengono dalla sua parte, negative quelle che avvengono dalla parte opposta.

I dati così ottenuti si riportano sul diagramma (fig. 128) nel modo seguente; a partire dal centro, in basso se E è negativo, in alto se è positivo, si riporta il valore di E sul diametro verticale e dal punto ottenuto si tira una parallela all'asse delle ascisse fino all'incontro con la curva E (curva tratteggiata); una verticale condotta per tal punto d'incontro, taglia l'asse delle ascisse in un punto che ci dà λ; sulla stessa verticale, a partire dall'asse delle ascisse si riportano i valori delle estinzioni, verso il basso se negativi, verso l'alto se positivi: la loro vicinanza alle curve dei vari termini (curve punteggiate) ci dà la percentuale di An delle singole zone.

Se si trattava di un geminato doppio albite-Carlsbad, i valori di E per I e II sono differenti ma, se la determinazione è stata ben fatta, i λ relativi devono esser uguali e di segno contrario.



+40°
+30°
+20°
+10°
-10°
-20°
-30°
-40°
E
E
-80°
-70°
-60°
-50°
-40°
-30°
-20°
-10°
0°
+10°
+20°
+30°
+40°
+50°
+60°
+70°
+80°
0,5%Au
13
20
25
35
52
73
97
97
73
52
35
25
20
13
0,5%Au

Fig. 128.

Per maggior chiarezza riporto un esempio di determinazione fatta con questo metodo.

In una concentrazione melanocratica della granitite del M. Capanne (Elba) trovo una sezione della zona simmetrica di un plagioclasio molto zonato, geminato con la sola legge dell'albite; l'osservazione conoscopica mostra l'emergenza quasi centrata di α nella parte centrale, piuttosto estesa: λ è quindi positivo.

Considero una delle lamelle e vedo che la zonatura scompare per rotazione di 33° a partire dalla traccia del piano di geminazione: essendo λ positivo avrò $E = -33°$. L'orlo più esterno estingue a 2° dalla traccia di {010}, dalla stessa parte dalla quale si aveva l'uguale illuminazione; la zona seguente estingue a 0°, una terza zona a 10° dalla parte opposta di E, il centro a 17°, pure dalla parte opposta di E. Si avrà quindi: $E = -33°$, orlo esterno $-2°$, zona intermedia 0°, seconda zona intermedia $+10°$, centro $+17°$.

Riporto dal centro del diagramma verso il basso il valore di 33°; l'orizzontale tirata dal punto segnato incontra la curva E in un punto di ascissa $+57°$: sarà dunque $\lambda = +57°$. Sulla verticale tirata per tal punto riporto, in basso, a partire dall'asse delle ascisse il valore di 2° e verso l'alto i valori 10° e 17°; dalla posizione dei punti ottenuti deduco, approssimativamente, le percentuali di An delle diverse zone; posso quindi scrivere:

$E = -33°$, $\lambda = +57°$	orlo esterno	$-2°$	(18 % An)
	1ª zona intermedia	0°	(20 % An)
	2ª » »	$+10°$	(27 % An)
	centro	$+17°$	(35 % An)

IV. R i c o n o s c i m e n t o d e l l a l e g g e d i g e m i n a z i o n e . Come ho detto a suo tempo, le leggi di geminazione dei plagioclasi sono numerose

ed è quindi problema importante riconoscere secondo quale, o quali, leggi è geminato un certo cristallo di plagioclasio. Il problema così posto è di soluzione difficile, spesso impossibile con i mezzi consueti, mentre viene risolto assai facilmente con la così detta piattaforma universale.

Ho avvertito però che le leggi più diffuse sono quelle dell'albite, di Carlsbad e del periclino e quindi nel massimo numero dei casi, il quesito sarà ridotto a sapere con quale di queste tre leggi è geminata la lamina che si studia.

La legge di Carlsbad molto raramente si presenta da sola; quasi sempre è associata a quella dell'albite ed allora, come ho mostrato, è facilmente riconoscibile nella zona simmetrica od in sezioni ad essa vicine.

La legge del periclino è pur essa generalmente associata a quella dell'albite o, eventualmente, all'albite-Carlsbad. Per lo più nelle associazioni albite-periclino prevale la geminazione albite; in ogni modo, scegliendo sezioni normali a {010} è talora facile, fino a termini con circa 70% An, riconoscere quali lamelle sono geminate con l'una, quali con l'altra legge. Infatti, l'estinzione che avviene più vicina alla traccia del piano di unione è secondo α' nella geminazione albite, secondo α' o γ' in quella del periclino; basterà quindi talora determinare, con la lamina di gesso, il segno della direzione di vibrazione più vicina alla traccia del piano di unione per avere la soluzione del problema.

Se si abbia una sola geminazione e si sia incerti fra l'albite e il periclino, cosa assai facile perchè ambedue si presentano lamellari polisintetiche, lo stesso mezzo potrà servire, sempre che si abbia a che fare con termini con meno del 70% An. Però la geminazione del periclino è specialmente comune nei termini basici, e bisognerà allora ricorrere ad altri metodi.

Un criterio generale è il seguente: la geminazione periclino è un'emitropia parallela (v. pag. 69) e, per conseguenza, la sua zona simmetrica non è perpendicolare al piano di unione; nei geminati periclino si possono avere perciò sezioni ad estinzione simmetrica anche molto oblique rispetto al piano di unione, obliquità resa manifesta dalla mancanza di nettezza dei limiti fra le singole lamelle. Nei geminati albite (emitropia normale) questo non può succedere.

In molti casi poi lo studio di sezioni otticamente orientate dà caratteri distintivi netti.

a) Sezioni normali ad α. Il diagramma fig. 116 dà i valori delle estinzioni (α'!) della sezione 1 normale ad α e di quella 1' geminata con essa secondo l'albite, ambedue riferite alla traccia di {010}; per i geminati periclino le estinzioni, misurate qui a partire dalla traccia della sezione romba, piano di unione di tale legge, sono riportate nel seguente quadro, sotto 1 quelle della lamella normale ad α, sotto 2 quelle della lamella geminata periclino con la 1. Per gli opportuni confronti sono riportate nel quadro, sotto (1) le estinzioni, riferite alla traccia di {010}, della lamella normale ad α e sotto (1') quelle della lamella geminata con essa secondo l'albite.

% An	1	2	(1)	(1')
0,5	+ 78° ½	— 77°	— 16° ½	+ 16°
13	+ 85°	— 85°	— 8° ½	+ 8°
20	— 87°	+ 87°	— 0° ½	+ 0° ½
25	— 80°	+ 79°	+ 7°	— 7°
35	— 68°	+ 68°	+ 18° ½	— 18° ½
52	— 56° ½	+ 59°	+ 25°	— 31°
73	— 39° ½	+ 32°	+ 32°	— 69°
97	— 34°	+ 24°	+ 32°	— 82°

Le estinzioni, tanto nei geminati periclino (1 e 2), quanto in quelli albite [(1) e (1')], avvengono una da una parte, l'altra da quella opposta, ma le differenze dei valori sono sempre nettissime; particolarmente è importante, per i termini basici, il fatto che mentre nei geminati periclino le estinzioni, 1 e 2, sono poco diverse, in quelli albite, (1) e (1'), esse differiscono moltissimo.

b) Sezioni normali ad un asse ottico. Nella tabella a pag. 346 sono riportati gli angoli che la traccia del piano degli assi ottici, in una lamella, 1, perpendicolare ad un asse, fa con la traccia di {010} e quelli di estinzione della lamella 1', geminata con la prima secondo l'albite. Nella tabella seguente sono dati i valori corrispondenti per i geminati periclino: gli angoli sono misurati, qui, a partire dalla traccia del piano di unione di questa legge (sezione romba) e le estinzioni son sempre, al solito, quelle α'. La tabella incomincia dall'oligoclasio 25 % perchè per i termini più acidi i valori calcolati dai vari autori, sono molto diversi fra di loro; del resto, come ho varie volte avvertito, la distinzione fra la legge dell'albite e quella del periclino, ha interesse specialmente per i plagioclasi basici.

% An	1 ⊥ A	2	1 ⊥ B	2
25	+ 9° ½	+ 40° *	+ 6°	+ 39° **
35	+ 21°	+ 40°	+ 11° ½	+ 36°
52	+ 37° ½	+ 31°	+ 3°	+ 37°
73	+ 56°	+ 27°	+ 19°	+ 60°
97	+ 58°	+ 18°	+ 35° ½	— 8° *

* Vicinanza di B. ** Vicinanza di A.

Il confronto fra questa tabella e quella a pag. 346 mostra che quasi sempre si può arrivare ad una distinzione.

V. Determinazione degli indici di rifrazione. Nella parte generale ho indicato i metodi da seguire per la determinazione degli indici di rifrazione sia nelle sezioni, sia, e più, su frammenti dei minerali.

Tali metodi, in particolare il confronto con liquidi ad indice noto, trovano applicazione frequentissima nello studio dei plagioclasi, nei quali gli indici variano regolarmente con la percentuale di An (v. fig. 107, pag. 329); non sto a dare particolari, i metodi essendo stati descritti con sufficiente ampiezza.

Speciale importanza hanno queste determinazioni per i termini acidi, per i quali molti altri metodi lasciano sussistere delle ambiguità.

L'indice del balsamo del Canadà e quello della collolite hanno, in generale, un valore vicino a quelli minimo o medio dell'albite, minore invece di quelli dell'andesina; un confronto fra l'indice del plagioclasio e quello del mastice usato per montar la sezione, potrà quindi togliere il dubbio lasciato da altre determinazioni.

Molto spesso poi i plagioclasi acidi sono contenuti in rocce quarzifere e gli indici del quarzo sono indicatissimi per il confronto, sia per la loro costanza, sia per il loro valore. Il confronto si fa fra un individuo di plagioclasio ed uno di quarzo, ad estinzione contemporanea o quasi, scegliendo il contatto con le precauzioni indicate a pag. 41; quando ciò sia possibile, è bene che i due individui sieno scelti fra quelli che presentano la massima birifrazione, onde avere il confronto fra α, γ, ω, ε, e non fra α', γ', ω, ε'. Il confronto, a seconda dei casi, verrà fatto ad assi paralleli o ad assi incrociati (v. pag. 43),

Trovati i due minerali ad estinzione contemporanea, o quasi, ed a contatto netto secondo un piano perpendicolare alla sezione, si portano in una delle posizioni di massima luminosità, cioè a 45° dall'estinzione comune; si introduce ora, nell'apposita apertura, il gesso a rosso di I ordine e se il colore sale od abbassa per tutt'e due i minerali, essi sono disposti ad assi paralleli, nel caso contrario ad assi incrociati. Si stabilisce così anche la posizione di α' e γ' nel plagioclasio e di ω ed ε' nel quarzo (1). Si porta di nuovo all'estinzione, si leva l'analizzatore, e, con un obiettivo piuttosto forte e stringendo il diaframma sopra al polarizzatore, si fa il confronto; a seconda dei casi, esso avviene fra α' ed ω, γ' ed ε', γ' ed ω, α' ed ε', e per sapere in quale di questi casi ci si trova, basta tener conto di quanto è stato stabilito poco prima con il gesso. Si ruota ora la piattaforma di 90° e si confrontano fra di loro gli altri due indici.

I resultati che si ottengono per i vari termini plagioclasici sono raggruppati nel seguente specchietto:

% An	Posizione parallela		Posizione incrociata	
0 — 15	$\omega > \alpha'$	$\varepsilon > \gamma'$	$\omega > \gamma'$	$\varepsilon > \alpha'$
15 — 22	$\omega > \alpha'$	$\varepsilon > \gamma'$	$\omega = \gamma'$	$\varepsilon > \alpha'$
22 — 29,5	$\omega = \alpha'$	$\varepsilon > \gamma'$	$\omega < \gamma'$	$\varepsilon > \alpha'$
29,5 — 40	$\omega < \alpha'$	$\varepsilon = \gamma'$	$\omega < \gamma'$	$\varepsilon > \alpha'$
40 — 46,5	$\omega < \alpha'$	$\varepsilon < \gamma'$	$\omega < \gamma'$	$\varepsilon = \alpha'$
oltre 46,5	$\omega < \alpha'$	$\varepsilon < \gamma'$	$\omega < \gamma'$	$\varepsilon < \alpha'$

Con questo metodo, scegliendo opportunamente i contatti, sarà possibile fare anche la distinzione fra gli oligoclasi acidi e quelli basici, distinzione di resultato assai dubbio con quasi tutti gli altri mezzi.

(1) A scanso di errori si ricordi quanto ho avvertito a pag. 77.

Si deve notare però, che è stato segnalato come, talvolta, i resultati ottenuti per mezzo degli indici di rifrazione, non concordino con quelli dati da altre determinazioni.

Oltre ai metodi esposti, ne esistono numerosi altri, che sono però, in generale, di applicazione più difficile, o che richiedono il sussidio di apparecchi di uso piuttosto complicato: è certo d'altra parte che, nella stragrande maggioranza dei casi almeno, i metodi descritti sono sufficienti per una determinazione abbastanza esatta.

Qualche volta potrà essere utile anche la determinazione del segno della birifrazione giacchè, come ho mostrato (v. pag. 330), esso cambia tre volte nella serie. Data la grandezza di 2 V non è quasi mai il caso di poter fare tale determinazione in sezioni normali ad una delle bisettrici, giacchè mentre è facilissimo riconoscere se una di esse, emergente nel campo, è positiva o negativa, non è invece per lo più possibile sapere con sicurezza, se essa è quella acuta o quella ottusa. È frequente il caso invece, che la determinazione possa riuscir bene in sezioni normali ad un asse ottico (v. pag. 120) salvo, cosa del resto che spesso succede in questi minerali, che 2 V sia molto vicino a 90°. In ogni modo l'osservazione conoscopica a questo scopo, deve esser fatta con un obiettivo di grande apertura, meglio di tutto con un' immersione.

La conoscenza di 2 V è essa pure utile; la determinazione può esser fatta con il metodo indicato a pag. 125, ma deve esser eseguita con la massima cura ed il resultato usato con una certa cautela.

Quale fra i metodi descritti deve preferirsi?

È da escludersi una indicazione assoluta e bisogna regolarsi caso per caso, anche, e sopra tutto, a se-

conda delle sezioni che si incontrano, le quali possono prestarsi per una determinazione e non per un'altra.

Certo però importanza massima hanno le sezioni della zona simmetrica, specialmente se nella roccia sieno frequenti i geminati doppi albite-Carlsbad: uno di questi può dare la soluzione completa del problema! La ricerca delle sezioni della zona simmetrica ad estinzione massima, può andar congiunta con quella delle sezioni normali ad α, giacchè, come ho detto, per molti termini della serie esse si corrispondono.

Le sezioni normali ad un asse ottico ed anche quelle {010} non c'è bisogno di cercarle, si mettono in mostra da sè, le prime per esser costantemente estinte, le altre per la mancanza della comunissima geminazione albite.

In ogni modo poi, siccome le diverse determinazioni servono l'una di controllo all'altra, sarà bene, se possibile, farne parecchie con metodi diversi; una eventuale notevole differenza dei resultati, non deve però essere senz'altro attribuita ad errore, perchè, tra l'altre cose, non è punto raro il caso che in una stessa roccia sieno presenti plagioclasi di tipo diverso. Quando perciò una tale differenza si manifesti, bisogna moltiplicare le determinazioni, per iscoprire le cagioni che la producono.

I plagioclasi sono diffusissimi e spesso essenziali nelle rocce più varie. In quelle eruttive si ha, in generale, che l'acidità del plagioclasio presente è in relazione con quella complessiva della roccia; questa regola però non va intesa in modo assoluto e così non è raro di trovare miscele assai basiche in rocce acide e viceversa.

Negli scisti cristallini sono molto frequenti in particolare i plagioclasi acidi; l'albite ed i termini ad

essa vicini, sono molto diffusi in rocce assai povere di silice, come prasiniti, anfiboliti, ecc. I termini molto basici, bitownite ed anortite, negli scisti cristallini, sono rari addirittura.

Di tipo assai vario sono i plagioclasi nelle rocce di contatto; in alcune di esse, di natura calcarifera, è caratteristica l'anortite.

Le rocce sedimentarie contengono più che altro termini acidi, anzi in certi calcari si trovano spesso piccoli individui ben conformati di albite, di frequente geminati con la legge, del resto assai rara, di Roc Tourné.

AXINITE. – $H\,Ca_3\,Al_2\,B\,(Si\,O_4)_4$; una parte di Ca, secondo alcuni in proporzione fissa, e cioè un atomo, è sostituita da Fe'', Mg, Mn, ed un po' di Al da Fe'''.

Fusibile al cannello; inattaccabile dagli acidi.

Cristalli a spigoli molto acuti; abito per lo più tabulare secondo {110}, o {$\bar{1}$10}, o {1$\bar{1}$1}; granulare.

Sfaldatura distinta secondo {010}, meno secondo {001}; fratture irregolari incontrantisi ad angoli acuti.

P. sp. 3,3; D. 6,5-7.

Bruno-rossastra o bruno-violacea; viva lucentezza vitrea. In sezione per lo più incolora e senza sensibile pleocroismo; in sezioni spesse questo è invece notevole.

Rifrazione distinta, birifrazione, negativa, debole;

$$\alpha = 1{,}672,\quad \beta = 1{,}678,\quad \gamma = 1{,}681 \text{ (per il rosso)};$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}009,$$
$$\gamma - \beta = 0{,}003,\quad \beta - \alpha = 0{,}006.$$

$2\,V = 71^o\text{-}74^o$, variabile anche in uno stesso cristallo; dispersione notevole $r < v$.

Orientazione:

α quasi normale a {111}; il piano degli assi ottici fa angolo di 40° con lo spigolo fra {111} e {1$\bar{1}$0} e di 25° circa con lo spigolo fra {111} e {1$\bar{1}$1}.

In sezione sottile notevole rilievo e colori d'interferenza bassi, grigio-biancastri, non interamente normali. Caratteristica la forma delle sezioni ad angoli molto acuti. Estinzioni poco nette, in conseguenza della dispersione. Talora, a nicol incrociati, si osservano zone di successivo accrescimento.

La forma, la forte rifrazione insieme con la bassa birifrazione, rendono in generale facile la diagnosi; in qualche caso, per axiniti granulari, è possibile uno scambio con la vesuviana, che però ha birifrazione più bassa e che manca, in generale, di sfaldatura.

Come vero e proprio minerale di rocce è piuttosto rara e limitata a formazioni di contatto.

CIANITE (Distene). – $Al_2\,Si\,O_5$, con piccole quantità di Fe'''; ha quindi la stessa composizione dell'andalusite e della sillimanite, ma è generalmente considerata come un metasilicato basico.

Infusibile al cannello; inattaccabile dagli acidi.

Abito colonnare allungato secondo [001], limitato da {100} prevalente e {010}, {110}, {1$\bar{1}$0} subordinati, per lo più senza terminazione regolare; aggregati fascicolari, talvolta fortemente incurvati.

Geminazioni, non molto frequenti negli individui microscopici delle rocce, secondo varie leggi: piano di geminazione {100}, talora polisintetica; asse di geminazione [010]; asse di geminazione [001]; geminazione del tipo di quelle della staurolite, con angolo di circa 60° fra i due assi verticali.

Sfaldatura facile secondo {100}; meno facili ma visibili in sezione, secondo {010} e {001}, quest'ultima con aspetto di frattura fibrosa.

P. sp. 3,6; D. 4-7 molto variabile sulle varie facce, e nelle diverse direzioni di una stessa faccia.

Azzurra o biancastra; la colorazione quasi sempre distribuita a zone e chiazze irregolari; lucentezza

vitreo-madreperlacea. In sezione incolora o, per le varietà a tinta molto intensa, pleocroica dall'incoloro all'azzurro.

Rifrazione forte, birifrazione, negativa, mediocre:

$$\alpha = 1{,}717, \quad \beta = 1{,}722, \quad \gamma = 1{,}729;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}012,$$
$$\gamma - \beta = 0{,}007, \quad \beta - \alpha = 0{,}005.$$

Secondo altri dati, indici leggermente più bassi e birifrazione un po' più elevata ($\gamma - \alpha = 0{,}016$).

2 V = 82° circa; dispersione debole.

Piano degli assi ottici quasi esattamente normale ad {100} e così pure α; la traccia del piano degli assi fa, su {100} angolo di circa 30° con [001].

Alterazioni rare, a dar origine a muscovite.

In sezione sottile rilievo forte e colori d'interferenza piuttosto bassi, al massimo sul giallo-aranciato o rosso del I ordine. Sezioni listiformi allungate, o esagone, od ottagone, oppure irregolari. Le lamine normali ad α, da cercarsi fra quelle allungate, a colori d'interferenza medi, hanno estinzione (γ), con l'allungamento, di circa 30° (fig. 129): esse, come parallele alla sfaldatura più facile, mostrano due sistemi di tracce di sfaldatura non molto netti, uno parallelo, l'altro trasversale, rispetto all'allungamento, e l'estinzione di 30° avviene nell'angolo acuto fra le due tracce di sfaldatura.

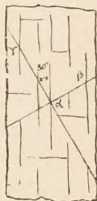


Fig. 129.

In sezioni {010} si misura con l'allungamento un'estinzione (γ') di 5°-8°, in quelle basali l'estinzione è quasi parallela alla traccia di {100}, cioè della sfaldatura facile.

La cianite, se colorata, può scambiarsi con gli anfiboli azzurri, dei quali però non ha la caratteristica sfaldatura anfibolica.

Manca, o è estremamente rara, nelle rocce eruttive, mentre ha notevole diffusione negli scisti cristallini, gneiss e, più specialmente, micascisti, nonchè in alcune anfiboliti ed eclogiti; rara nelle rocce di contatto.

RODONITE. – $Mn\,Si\,O_3$ con sostituzione di parte maggiore o minore di Mn con Ca e contenente talvolta quantità, per lo più piccole, di Fe'' e Zn; le varietà notevolmente calcifere sono dette *bustamite*. È considerata come un pirosseno triclino.

Fusibile al cannello; decolorata ed attaccata parzialmente dagli acidi.

Nelle rocce si trova in granuli, lamine, fibre; le fibre e gli aggregati fibrosi o fibroso-raggiati, sono specialmente caratteristici della bustamite.

Geminati {100} non rari.

Sfaldature {110} ed {1$\bar{1}$0} di tipo pirossenico, con angolo di 92° ½; forse una delle due più facile dell'altra; secondo {001} più difficile.

P. sp. 3,6; D. 6.

Colore roseo di varia intensità, talvolta quasi rosso; la bustamite verdolina o, più spesso, giallognola; lucentezza vitrea, talora madreperlacea sulla sfaldatura. In sezione per lo più incolora, se no:

α = rosso-giallastro chiaro; β = roseo,
γ = rosso-giallastro chiaro; $\beta > \alpha > \gamma$.

Rifrazione molto forte, β quasi sempre maggiore di 1,70; tanto per gli indici di rifrazione quanto per l'altezza e per il segno della birifrazione si trovano valori diversi a seconda della provenienza. 2 V piuttosto grande, sopra a 70°.

Piano degli assi ottici inclinato di 63° su {1$\bar{1}$0} e di 38° ½ su {001}; la bisettrice α è normale ad un piano che fa angoli di 51°47′ con {1$\bar{1}$0} e di 51°40′ con {001}. Questa orientazione è stata stabilita per

i cristalli scandinavi; rodoniti e bustamiti di provenienze diverse hanno orientazione assai differente, poco nota, variabile da caso a caso.

Non si è potuta riconoscere ancora, una eventuale relazione fra il variare delle proprietà ottiche e quello della composizione chimica.

Alterazioni frequentissime in prodotti terrosi, bruni o neri.

In sezione sottile aspetto simile a quello di molti pirosseni monoclini.

Il riconoscimento della rodonite come minerale pirossenico è facilissimo, specialmente per la caratteristica sfaldatura; la distinzione degli altri termini del gruppo, data l'incertezza delle proprietà ottiche, in generale impossibile nelle sezioni.

Rodonite e bustamite si trovano in alcuni calcari di contatto.

Capitolo VIII.

Aggregati e sostanze amorfe.

Con i nomi di aggregati, aggregati omogenei, minerali con polarizzazione di aggregato, si indicano alcune poche sostanze cristalline birifrangenti, a sistema di cristallizzazione non precisato, che si presentano nelle rocce sotto forma di aggregati granulari, lamellari, fibrosi o fibroso-raggiati.

A nicol incrociati il campo resta più o meno illuminato in ogni posizione ma quasi sempre, eventualmente con ingrandimento forte, si può vedere che le singole lamelle, fibre, ecc., estinguono ciascuna per suo conto e soltanto l'usuale minutezza dell'impasto e la varia orientazione dei piccoli individui, producono la particolare apparenza prima ricordata.

Calcedonio. – Si O_2, con quantità generalmente molto piccole di acqua; si ritiene che questa sia dovuta a dell'opale intimamente mescolato al calcedonio.

Al cannello ed in presenza degli acidi, come il quarzo.

Masse mammellonari, reniformi, stalattitiche, ecc.; struttura fibrosa, per lo più raggiata, raramente parallela o lamellare; spesso assieme alla struttura fibroso-raggiata se ne osserva una zonato-concentrica, talvolta accompagnata da variazioni di colore.

Le fibre, d'ordinario estremamente sottili, sono qualche volta ritorte attorno alla direzione di allungamento.

P. sp. 2,6 o meno; D. un poco più bassa di quella del quarzo.

Bianco o dei colori più svariati per pigmentazione; lucentezza cerea. In sezione incoloro.

Rifrazione e birifrazione basse; considerando il calcedonio uniassico si ha:

$$\omega = 1{,}530\text{-}1{,}531, \quad \varepsilon = 1{,}538\text{-}1{,}539;$$
$$\varepsilon - \omega = 0{,}008.$$

Secondo alcuni la potenza birifrattiva sarebbe più elevata, di poco superiore a quella del quarzo.

Biassico con angolo piccolo, al massimo di 40°, oppure uniassico, l'apparente biassicità essendo dovuta al non parallelismo delle fibre.

Allungamento delle fibre negativo; in conseguenza della torsione loro, alternanza, nel senso dell'allungamento, di zone a colori d'interferenza più alti e più bassi.

Con il nome di *quarzina* viene indicata una varietà che differisce dal calcedonio, più che altro, per il segno positivo dell'allungamento delle fibre, le quali hanno tendenza alla forma lamellare; costituisce talora il rivestimento esterno delle sferu-

liti di calcedonio ed è, a sua volta, ricoperta da un guscio quarzoso.

Lutecite, lussatite, pseudocalcedonio, sono altre varietà, rare e forse non ancora ben definite.

In sezione mostra assenza di rilievo e colori d'interferenza bassi; caratteristica è la fine struttura fibrosa che ha sempre tendenza a dare delle sferuliti, spesso di dimensioni notevoli che, se tagliate dalla sezione trasversalmente, mostrano, a luce parallela e nicol incrociati, la croce nera. Le sezioni tangenziali hanno, sempre a nicol incrociati, una fine granulatura assai caratteristica.

Il complesso dei caratteri permette di distinguere il calcedonio dalla massima parte dei minerali delle rocce; le zeoliti a struttura fibroso raggiata hanno indici notevolmente inferiori a quelli del balsamo, mentre il calcedonio li ha uguali o maggiori.

È molto frequente nelle cavità e nelle spaccature delle rocce eruttive, in particolare di quelle effusive; non sempre però è un prodotto secondario, giacchè le soluzioni dalle quali si è separato sarebbero, in certi casi, gli ultimi resti non consolidati del magma. Comune nelle rocce sedimentarie sotto forma di concrezioni, o pseudomorfico di resti organici, od anche come cemento in alcune arenarie.

GLAUCONITE. – Miscele dei due composti $4\,H.2\,K.2\,Mg.(Fe'''\,O).3\,Fe'''.10\,(Si\,O_3)+3\,H_2\,O$ e $4\,H.2\,K.Mg.3\,(Fe'''\,O).3\,Fe'''.10\,(Si\,O_3)+3\,H_2\,O$, dove una parte di Fe è sostituita da Al, di Mg da Fe'' e piccola quantità di K da Na.

Fusibile al cannello; più o meno facilmente decomponibile da H Cl.

Forse monoclina; terrosa, globulare, aggregati di sferulette, lamellare; se in lamelle queste hanno abito micaceo.

Sfaldatura lamellare {001} facile.

P. sp. 2,2-2,8; D. 2.

Verde scuro, verde-giallognolo; per lo più senza lucentezza. In sezione verde più o meno intenso, talora verde-azzurro, con:

α = verde-azzurro scuro, $\beta = \gamma$ = giallo-chiaro.

Rifrazione media, birifrazione, negativa, elevata, ambedue assai variabili:

$$\alpha = 1{,}590\text{-}1{,}612, \quad \beta = 1{,}609\text{-}1{,}643,$$
$$\gamma = 1{,}610\text{-}1{,}644;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}018\text{-}0{,}032, \quad \gamma - \beta = 0{,}001,$$
$$\beta - \alpha = 0{,}017\text{-}0{,}031.$$

$2\,V = 16^\circ\text{-}40^\circ$; dispersione $r > v$.

La bisettrice acuta negativa è quasi normale alla faccia di sfaldatura.

Nelle varietà, che son forse le più comuni, molto minute, difficilmente riconoscibile da alcune cloriti, dalle quali altrimenti deve distinguersi per la più elevata birifrazione.

Comune e talora abbondantissima in rocce sedimentarie di tutte le età, ed anche nei depositi verdi marini attuali.

La *celadonite* è chimicamente vicina alla glauconite, alla quale si accosta anche per l'aspetto e per le proprietà ottiche, con la differenza che la bisettrice acuta, probabilmente positiva, è parallela alla direzione della fibrosità. Essa si trova, come prodotto secondario, in alcune rocce eruttive basiche.



Con la denominazione, poco felice, di sostanze amorfe, si indicano quelle senza struttura cristallina. Esse non mostrano forma propria, nè hanno

azione sulla luce polarizzata, a meno che, per tensioni, non sieno birifrangenti anomale. Naturalmente mancano anche di sfaldatura.

OPALE. – Si O_2 . n H_2 O. Sostanza colloidale a composizione incostante: l'acqua varia fra 1 e 21% circa.

Infusibile al cannello; insolubile negli acidi.

Masse botroidali, mammellonari, reniformi, stalattitiche, ecc., ed anche pseudomorfico di altri minerali e di resti organici.

P. sp. 1,9-2,3; D. 5,5-6,5.

Incoloro, bianco, o variamente colorato; lucentezza vitrea debole, talora tendente a quelle resinosa e madreperlacea. In sezione incoloro.

Rifrazione molto bassa, ma variabile, fra 1,27 ed 1,46. Birifrazione anomala non rara, generalmente a chiazze irregolari.

In sezione è contraddistinto dalla bassissima rifrazione, assenza di forma propria, isotropia; spesso è anche riconoscibile la struttura concrezionata. Quando è in forme sferoidriche mostra talora, a nicol incrociati e luce parallela, la croce nera.

Si può talvolta confondere con vetri vulcanici incolori, però questi hanno in generale rifrazione più alta.

Assai comune, come prodotto secondario, a riempire cavità o spaccature di alcune rocce vulcaniche, dove la sua origine è spesso connessa a fenomeni idrotermali. Frequente nelle rocce sedimentarie, nelle quali ha spesso evidente origine organica.

L'opale è sostanza poco stabile ed ha tendenza a disidratarsi, trasformandosi nelle varietà cristalline della anidride silicica, onde si trova più facilmente nelle rocce recenti e manca, a meno che non sia di formazione molto posteriore, in quelle antiche.

Vetri vulcanici. – Non sono minerali in senso stretto, ma il prodotto della rapida consolidazione di magmi fusi; hanno quindi composizione chimica variabilissima, pur essendo costituiti sempre da silicati.

Struttura compatta o vacuolare (pomici); talora delle fessure più o meno regolarmente sferoidali concentriche, dànno alla roccia vetrosa la particolarità di rompersi in frammentini rotondeggianti (struttura *perlitica*); in altri casi è più o meno manifesta una struttura fluidale, rivelata dalla disposizione di bolle o di sostanze incluse oppure dall'andamento di zone a composizione diversa, e quindi di aspetto e colore differenti.

Frequentissimi poi sono gli abbozzi od inizi di cristallizzazione, o *cristalliti* (*globuliti*, *trichiti*, ecc.).

Colore vario, generalmente scuro bruno o nero; indice di rifrazione variabile con la composizione con la quale varia, naturalmente, anche il peso specifico; per ambedue si nota, all'ingrosso, un aumento con il crescere della basicità, come resulta dalla seguente tabella:

	P. sp.	n
Vetri liparitici	2,35	1,50
» dacitico-trachitici . .	2,45	1,51
» andesitici	2,49	1,52
» basaltici	2,76	1,57

I valori sopra riportati sono da considerarsi come valori medi, suscettibili di forti variazioni in più ed in meno.

In sezione sottile il vetro ha colore e trasparenza varia; spesso incolori o quasi i vetri acidi, quelli basici sono invece quasi sempre più o meno intensamente colorati, bruni, nerastri, anche torbidi od opa-

chi addirittura. Birifrazione anomala non troppo frequente.

Il vetro si trova nelle rocce effusive, a far parte della massa fondamentale, talora anche a costituire tutta la roccia; i frammenti di rocce estranee, che il magma ha inglobati e fusi, possono esser essi pure vetrificati.

La sostanza vetrosa è poco resistente alle azioni alteranti e quindi perde facilmente la sua freschezza, trasformandosi in un aggregato, per lo più minuto, di minerali secondari svariati; ma prescindendo anche dalla azione degli agenti esterni, il vetro ha sempre tendenza a devetrificare, ed i segni della devetrificazione, più o meno avanzata, sono spesso resi manifesti da lumeggiamenti che si osservano a nicol incrociati, dalla scomparsa dell'aspetto omogeneo, ecc. Anche la cosidetta *petroselce* o *microfelsite*, minutissimo impasto non omogeneo di sostanze diverse, poco, in parte punto, birifrangenti, è probabilmente spesso un prodotto di devetrificazione.

AGGIUNTE [1] E CORREZIONI

Pag. 7, riga 1, *invece di:* perpendicolari e *leggi:* perpendicolari a.

Pag. 12. Dal confronto dei valori $\gamma - \beta$ e $\beta - \alpha$ si può evidentemente dedurre il segno della birifrazione. La discussione delle formule (3) dimostra che se $(\gamma - \beta) < (\beta - \alpha)$ la birifrazione è certo negativa, se $(\gamma - \beta) > (\beta - \alpha)$ è positiva sempre che la differenza sia piuttosto forte; più precisamente, si ha:

1. $(\gamma - \beta) > (\beta - \alpha) \dfrac{\beta + \alpha}{\gamma + \beta} \dfrac{\gamma^2}{\alpha^2}$, segno $+$,

2. $(\gamma - \beta) = (\beta - \alpha) \dfrac{\beta + \alpha}{\gamma + \beta} \dfrac{\gamma^2}{\alpha^2}$, $2\,V = 90°$,

3. $(\gamma - \beta) < (\beta - \alpha) \dfrac{\beta + \alpha}{\gamma + \beta} \dfrac{\gamma^2}{\alpha^2}$, segno $-$.

Se $\gamma - \beta = \beta - \alpha$, la birifrazione è negativa.

Pag. 59, riga 28, *invece di:* $\dfrac{g}{v^2}$ *leggi:* $\dfrac{g}{v_2}$.

Pag. 61, riga 18, *invece di:* dove n zero od è *leggi:* dove n è zero od.

Pag. 82, fig. 27. Il primo numero in basso sull'asse delle ordinate deve essere 10 e non 19.

[1] Per la massima parte in base ai risultati di lavori recentissimi, venuti a mia cognizione durante la stampa del volume.

Pag. 134. Nella fiamma del becco Bunsen, la grafite brucia più o meno facilmente, a seconda della purezza e della grana.

Pag. 180. La sfaldatura romboedrica è stata osservata anche nei quarzi di rocce porfiriche non metamorfosate dinamicamente.

Pag. 228. Con il nome di *norbergite* è indicato il termine, trimetrico, della serie delle humiti, $[Mg\,(Fe, OH)]_2\,Mg\,Si\,O_4$. La *prolectite* che si riteneva avere composizione corrispondente a tale formula, sarebbe invece una condrodite.

La norbergite ha:

α = giallo pallido,
β = giallo debolissimo,
γ = incoloro.

Rifrazione piuttosto bassa, birifrazione, positiva, alta:

$$\alpha = 1{,}561\text{-}1{,}565, \quad \beta = 1{,}566\text{-}1{,}570, \quad \gamma = 1{,}587\text{-}1{,}591;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}026\text{-}0{,}027, \quad \gamma - \beta = 0{,}021\text{-}0{,}023,$$
$$\beta - \alpha = 0{,}004\text{-}0{,}005.$$

2 V intorno a 50°; dispersione debole.

Per l' humite nuove determinazioni dànno:

$$\alpha = 1{,}621\text{-}1{,}632, \quad \beta = 1{,}627\text{-}1{,}643, \quad \gamma = 1{,}649\text{-}1{,}656;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}028\text{-}0{,}031, \quad \gamma - \beta = 0{,}021\text{-}0{,}022,$$
$$\beta - \alpha = 0{,}006\text{-}0{,}011.$$

Pag. 244. Le quantità relative di caolino cristallizzato e di sostanza argillosa amorfa contenute in una roccia argillosa, sembra possano essere stabilite per mezzo dello studio della curva di disidratazione.

Pag. 250, riga 13, *invece di:* $\{801\}$ *leggi:* $\{\bar{8}01\}$.

Pag. 255. Nella fig. 85 il simbolo a lato della linea verticale di destra deve essere (010) e non $(0\bar{1})$.

Pag. 265, fig. 91. Il simbolo a destra di $\{\bar{1}02\}$ deve essere $\{\bar{1}01\}$ e non $\{101\}$.

Pag. 270, riga 14, *invece di:* Al''' *leggi:* Al.

Pag. 275. Secondo altri dati si ha, per l' egirinaugite con birifrazione positiva:

$$\alpha = 1{,}680, \quad \beta = 1{,}687 \quad \gamma = 1{,}709;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}029, \quad \gamma - \beta = 0{,}022, \quad \beta - \alpha = 0{,}007.$$

Questi valori sono vicini a quelli dell'augite; del resto una oscillazione è naturale che esista, dato che si tratta di un minerale di composizione variabile.

Pag. 291. Lo studio della crocidolite dell'Africa meridionale ha dato:

α = azzurro-indaco,
β = giallo,
γ = azzurro-indaco,

con possibile scambio di α e β.

$$\alpha = 1{,}698, \quad \beta = 1{,}699, \quad \gamma = 1{,}706;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}008, \quad \gamma - \beta = 0{,}007, \quad \beta - \alpha = 0{,}001.$$

Orientazione: $b = \gamma, \quad c : \alpha = 0^\circ$.

Anche qui è possibile che ci sia scambio fra α e β: ad ogni modo però il piano degli assi ottici è normale a $\{010\}$.

Questi dati sono molto diversi da quelli, più antichi, riportati a pag. 290-291 e, in parte almeno, simili a quelli della riebeckite. Questo avvalora quanto, come ho detto a suo tempo, ritengono alcuni autori, cioè che la crocidolite non sia un minerale distinto.

Pag. 294. Nuovi dati per la condrodite:

$$\alpha = 1{,}593\text{-}1{,}643, \quad \beta = 1{,}606\text{-}1{,}655, \quad \gamma = 1{,}622\text{-}1{,}670;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}025\text{-}0{,}037, \quad \gamma - \beta = 0{,}012\text{-}0{,}023,$$
$$\beta - \alpha = 0{,}009\text{-}0{,}015.$$

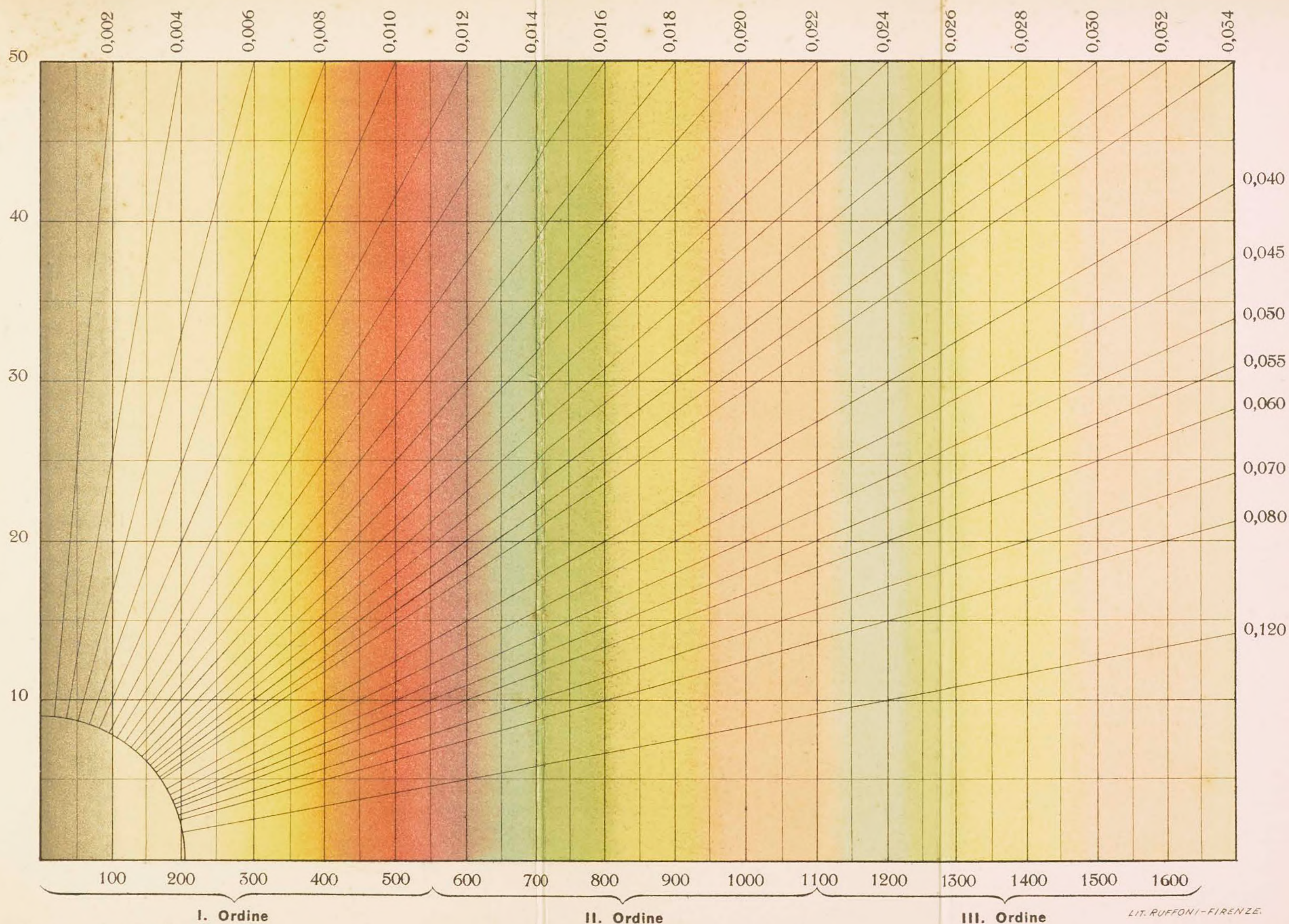
Per la clinohumite:

$$\alpha = 1{,}625\text{-}1{,}652, \quad \beta = 1{,}638\text{-}1{,}663, \quad \gamma = 1{,}653\text{-}1{,}664;$$
$$\gamma - \alpha = 0{,}028\text{-}0{,}032, \quad \gamma - \beta = 0{,}015\text{-}0{,}020,$$
$$\beta - \alpha = 0{,}011\text{-}0{,}014.$$

Pag. 337, fig. 113, nell' angolo a destra in basso, *invece di:* 112° *leggi:* 114°.

Pag. 348, fig. 119, quadrante inferiore destro, *invece di:* (010) *leggi:* (001).

INDICE ALFABETICO



Annesso al manuale

P. Aloisi - I minerali delle rocce.

Colori d'interferenza e potenze birifrattive

U. Hoepli - Editore, Milano.

TABELLE

Nelle tabelle che seguono non sono dati tutti i caratteri dei singoli minerali; vi ho riportato solo quelli che si possono riconoscere ad un primo esame o con saggi semplici; per gli altri rimando al testo.

Nella tabella II i minerali sono ordinati secondo il valore crescente dell' indice di rifrazione; la tabella III è basata sulla potenza birifrattiva massima, non essendo tenuto conto, per l'ordinamento, del sistema di cristallizzazione, del segno della birifrazione, dell' appartenenza a gruppi, ecc. Questi caratteri sono bensì indicati per ogni minerale, ma la birifrazione è la sola chiave della tabella. Dato che essa è, per molti minerali, variabile, ho scelto come potenza birifrattiva caratteristica quella media o quella più frequente, salvo ad indicare, nella colonna delle osservazioni, i limiti fra i quali essa varia, quando questi siano piuttosto distanti dal valore riportato. Sfaldatura, colore, pleocroismo, sono indicati se visibili nelle sezioni sottili.

Le abbreviazioni usate sono così chiare che non richiedono spiegazioni; per indicare i sistemi di cristallizzazione ho adoperato i simboli I, II, R, VI, III, Ì, IÌI rispettivamente per monometrico, dimetrico, romboedrico, esagonale, trimetrico, monoclino e triclino.

TABELLA I. – Minerali opachi o poco trasparenti

Nome	Sistema di cristall.	Abito	Colore e lucentezza	Solubilità negli acidi	Osservazioni
Grafite (pag. 134)	R	laminare {0001}, aggregati squamosi	grigio-scuro – metallica		Trattata con HNO_3 conc. e $KClO_3$ dà acido grafitico, giallo; scaldata, dopo tratt. con HNO_3, rigonfia.
Ferro nativo (pag. 134)	I	granulare	grigio – metallica	solubile	
Pirrotina (pag. 135)	VI	granulare	bronzino – metallica	sol. in HCl con sviluppo di H_2S e sep. di S	
Pirite (pag. 135)	I	{100}, {210}, granulare	giallo-grigio – metallica	quasi ins. in HCl; sol. in HNO_3 con sep. di S	
Ematite (pag. 136)	R	lamellare, ocracea	grigio-acciaio scuro o rosso metallica o mancante	lentamente sol. in HCl	In sezioni molto sott. trasparente, rosso-sangue a luce trasmessa e riflessa, con rifr. e birifr. estremamente alte.
Cromite } Gr. spinelli (pag. 137)	I	{111}, granulare	bruno-nero – semimetallica	insolubili	Trasp. bruna o rosso-bruna scura in sez. molto sott. Rifr. fortissima.
Ercinite } Gr. spinelli (pag. 137)	I	{111}, granulare	nero – vitrea	insolubili	Trasp. verde scura in sez. molto sottili. Rifr. fortissima.
Pleonasto } Gr. spinelli (pag. 137)	I	{111}, granulare	nero – vitrea	insolubili	Trasp. verde intenso in sez. sottili. Rifr. fortissima.
Picotite } Gr. spinelli (pag. 137)	I	{111}, granulare	bruno-nero – vitrea	insolubili	Trasp. bruna o bruno-gialla in sez. sott. Rifr. fortissima.
Magnetite (pag. 139)	I	{111}, granulare	grigio-nero – metallica	solubile in HCl	
Ilmenite (pag. 139)	R	tabulare {0001}, granulare	grigio-nero o bruno-violaceo metallica	parz. attacc. da HCl	Orlo leucoxenico. Trasp. bruna in sez. molto sottili.
Enigmatite e cossirite } Gr. enigmatite (pag. 141)	III	colonnare [001], aciculare	nero – vitrea	parz. attacc. da HCl	In sez. molto sott. α=bruno-rosso chiaro, β=castagno, γ=bruno-nero.
Rhönite } Gr. enigmatite (pag. 141)	III	colonnare [001], aciculare	nero o bruno-nero – metall.	lent. attacc. da HCl	In sez. molto sott. α = bruno-verde, β = bruno, γ = bruno-nero.

TABELLA II. – Minerali isotropi

Nome	Cristall.	Sfaldatura	Abito	Colore	Rilievo	Indice di rifrazione	Osservazioni
Fluorina (pag. 143)	I	{111} fac.	{100}, {111}, irreg., granulare	mancante, violaceo	negativo	1,434	—
Opale (pag. 377)	amorfo			mancante	negativo	1,27-1,46	Spesso visibile la struttura concrezionata.
Sodalite } Gr. della sodalite (pag. 144)	I	{110}	{110}, {100}	mancante o leggero, vario	negativo	1,483-1,490	Corrosioni magmatiche. Inclusioni minutissime spesso molto abbondanti.
Noseana						1,495	
Hauyna						1,496-1,504	
Analcima (pag. 147)	I	{100}	irreg. o pseudomorf.	mancante	negativo	1,488	Anomalie ottiche: debole birifraz. e suddivisione in settori.
Leucite (pag. 148)	Ps. I		{211}, rotondegg.	mancante	mancante	1,509	Anomalie ottiche costanti: birifraz. debole e lamelle di geminazione; non visibili nei cristalli più piccoli.
Vetri vulcanici (pag. 378)	amorfi			vario, talvolta molto intenso	vario	1,50-1,57	Frequente devetrificazione.
Periclasia (pag. 150)	I	{100} fac.	{111}, granulare	mancante, giallastro	forte	1,738	
Grossularia } Gr. dei granati (pag. 150)	I	{110} diff. quasi mai visibile	{211}, {110}, granulare	mancante	forte, molto forte o fortiss.	1,74-1,91	Anomalie ottiche raramente visibili. Nel piropo orlo chelifitico.
Piropo				roseo o mancante			
Almandino				roseo o mancante			
Spessartina				mancante			
Topazzolite				mancante			
Melanite				bruno a zone			
Perowskite (pag. 154)	Ps. I	{100} visib. solo in grossi cristalli	{111}, {100}, forme scheletriche	grigio, violaceo, bruniccio, talora zonato	estrem. forte	2,38	Anomalie ottiche nei cristalli maggiori: birifraz. e lamelle di geminazione.

TABELLA III. – **Minerali birifrangenti** [1]

Nome	Sistema di cristall.	Sfaldatura	Abito	Segno allungam.	Colore	Rilievo	Segno birifraz.	Birifrazione	Orientazione	Osservazioni
Pennina (pag. 245)	Ì	{001} perf.	lamellare {001}	—(+)	$\perp c$ verde, $= c$ giallo chiaro; aureole policroiche	debole	+(—)	0,001	$c : \gamma$ (o $c : \alpha$) vicino a 0°	Gruppo delle cloriti. Variazioni segno birifr. anche in uno stesso cristallo. Colori d'interf. anomali.
Marialite (pag. 160)	II	{100} fac. {110}	prismatico, bacillare, granul.	—	mancante	manc.	—	0,002 (teor.)		Gruppo della scapolite.
Eudialite (pag. 168) **Eucolite** (pag. 168)	R	{0001} fac.	prismatico, tab. {0001}, romboedrico, granulare		mancante, giallognolo, roseo, pleocr. deboliss. $\omega > \varepsilon$ o mancante	medio	—(+)	0,003		Frequenti anomalie ottiche. Segno generalmente + nell'eudialite, — nell'eucolite.
Cristobalite (pag. 171)	Ps. I, II?		{111}, tabulare		mancante	negativo	—	0,003		Spesso biassica con 2 E = 40°. Geminazione {111} anche polisintetica.
Apatite (pag. 169)	VI	{0001} {10$\bar{1}$0}	prismatico, aciculare	—	mancante o debole con $\varepsilon \gtreqless \omega$	medio	—	0,003		
Tridimite (pag. 171)	Ps. VI, III		tab. {001}	—	mancante	negativo	+	0,004	$a = \beta$, $c = \gamma$	Struttura embriciata. Sezioni basali, se grandi, suddivise in settori.
Proclorite (pag. 245)	Ì	{001} perf.	lamellare {001}	—	$\perp c$ verdognolo o bruniccio, $= c$ incoloro	debole	+	0,004	$c : \gamma$ vicino a 0°	Gruppo delle cloriti. Comuni aggruppamenti vermicolari, a ventaglio, sferulitici.
Riebeckite (pag. 290)	Ì	{110} fac.	prismat. [001], aciculi, fibre, lamelle	—	α azz. scuro, β azzurro meno scuro, γ verde-giallo chiaro	accentuato	—(+)	0,004	$b = \beta$; $c : \alpha$ — 1° — 8°	Gruppo degli anfiboli Ì. Talora $b = \gamma$.
Vesuviana (pag. 156)	II		prismatico tozzo, granulare	—(+)	mancante, giallognolo	forte	—(+)	0,005		Birifrazione talora molto più bassa. Anomalie ottiche. Colori d'interferenza anomali.
Melilite (pag. 158) **Gehlenite** (pag. 160)	II	{001} {001}{110}	tabulare {001}, granulare	—(+) +	mancante oppure ω giallo chiaro, ε giallo scuro; la gehlenite incol.	medio	+(—) —	0,005		Struttura fibrosa (melilite). Colori d'interferenza anomali. Segno della birifrazione variabile anche in uno stesso cristallo (melilite).

Nome	Sistema di cristall.	Sfaldatura	Abito	Segno allungam.	Colore	Rilievo	Segno birifraz.	Birifrazione	Orientazione	Osservazioni
Nefelina (pag. 172)	VI	$\{10\bar{1}0\}$ $\{0001\}$	prismatico tozzo, granulare	—	mancante	manc.	—	0,005		
Jalofane (pag. 258)	Ì	{001} fac. {010} fac.	colonnare [001], » [100], tabulare {010}, granulare		mancante	manc.	—	0,005	$b=\gamma$, $a:\alpha-18^\circ$	Gruppo dei feldispati Ì. Il valore $a:\alpha-18^\circ$ è per miscela 30% Ce; aumenta e diminuisce col tenore di Ce.
Clinozoisite (pag. 297)	Ì	{001} fac. {100}	colonnare [010], aggr. bacillari e granulari	±	mancante	forte	+	0,005	$b=\beta$, $c:\alpha+12^\circ$	Gruppo dell'epidoto. I caratteri ottici variano col tenore di ferro. Associazioni frequentissime con pistacite e zoisite.
Zoisite (pag. 195)	III	{010} fac. {100}	prismatico [001], aggr. bacillari e granulari	— ±	mancante; nella thulite α inc., β roseo, γ giallognolo	accentuato	+	0,006	α) $a=\gamma$, $b=\beta$ β) $a=\gamma$, $b=\alpha$	Gruppo dell'epidoto. Colori d'interf. anomali nella zoisite α. Associazioni di zoisite α e β e con altri epidoti.
Saffirina (pag. 242)	Ì		tabulare {010}, aggr. laminari subparalleli	±	α incoloro o azzurro chiaro, β azzurro o verde-azzurro, γ azzurro o verde-giallo	forte	—	0,006	$b=\beta$, $c:\gamma-8^\circ\frac{1}{2}$	Colori d'interferenza anomali.
Caolino (pag. 243)	Ì	{001} perf.	lamellare, aggr. a ventaglio o rosetta	+	mancante	debole	+ (—)	0,006	$b=\gamma$, $c:\alpha-4^\circ$	Per $c:\alpha$ si trovano anche valori più elevati.
Ortoclasio (pag. 248)	Ì	{001} fac. {010} fac. $\{\bar{m}0p\}$	colonnare [001], » [100], tabulare {010}, granulare, microlitico		mancante	manc.	—	0,006	$b=\gamma$, $a:\alpha+3^\circ+12^\circ$	Gruppo dei feldispati Ì. Frequente geminazione di Carlsbad. Concresc. regolari con plagioclasi acidi e con quarzo. Talora orientazione $b=\beta$ (sanidino).
Anortose (pag. 316)	IÌI	{001} fac. {010} fac. {110}{110}	colonnare [001], » [100], tabulare {010}, parallelepipedo		mancante	manc.	—	0,006	α quasi $\perp\{\bar{2}01\}$, γ quasi $\perp\{010\}$	Gruppo dei feldispati IÌI. Frequente geminazione lamellare dell'albite, talora associata a quella del periclino.

Nome	Sistema di cristall.	Sfaldatura	Abito	Segno allungam.	Colore	Rilievo	Segno birifraz.	Birifrazione	Orientazione	Osservazioni
Berillo (pag. 175)	VI	{0001}	prismatico	—	mancante	debole	—	0,007		
Scolecite (pag. 218)	Ì	{110}	bacillare, fibroso, raggiato	—	mancante	manc.	—	0,007	$b = \gamma$, $c : \alpha + 17°$	
Microclino (pag. 319)	IÌI	{001} fac. {010} fac. $\{110\}\{1\bar{1}0\}$	colonnare [001], » [100], tabulare {010}, granulare		mancante	manc.	—	0,007	est. su {001} $+15° + 20°$ est. su {010} $+5° + 7°$	Gruppo dei feldispati IÌI. Geminazione albite-periclino quasi costante. Concrescimenti come l'ortoclasio.
Oligoclasio (pag. 323)	IÌI	{001} fac. {010} fac. $\{110\}\{1\bar{1}0\}$	allungato sec. [100], tabulare {010}, microlitico		mancante	manc.	—	0,007	est. su {001} 0° ½ est. su {010} + 2° ½ est. ⊥ [100] + 7°	Gruppo dei feldispati IÌI. Geminazioni albite, albite-Carlsbad, albite-periclino.
Calcedonio (pag. 374)	?		fibroso-raggiato	—	mancante	manc.	+	0,008		Le fibre talora ritorte attorno all'allung. La quarzina ha allung. positivo.
Corindone (pag. 176)	R		prismatico tozzo, tabulare {0001}, granuli	— +	mancante o vario con $\omega > \varepsilon$	molto forte	—	0,008		Geminazione $\{10\bar{1}1\}$ non rara.
Cordierite (pag. 197)	III		prismatico tozzo [001], granulare	—	mancante o debole con $\beta > \gamma > \alpha$; aureole policroiche	manc.	+	0,008	$a = \beta$, $b = \gamma$	Geminazioni {110} o {130} con suddivisione in settori. Alterazioni frequentissime, micacee o cloritiche.
Andesina (pag. 323)	IÌI	{001} fac. {010} fac. $\{110\}\{1\bar{1}0\}$	allungato sec. [100], tabulare {010}, microlitico		mancante	debole	—	0,008	est. su {001} — 6° est. su {010} — 4° ½ est. ⊥ [100] + 18° ½	Gruppo dei feldispati IÌI. Geminazioni albite, albite-Carlsbad, albite-periclino.
Labradorite (pag. 323)	come per l'andesina.						+	0,008	est. su {001} — 7° est. su {010} — 17° ½ est. ⊥ [100] + 27° ½	Come per l'andesina.

Nome	Sistema di cristall.	Sfaldatura	Abito	Segno allungam.	Colore	Rilievo	Segno birifraz.	Birifrazione	Orientazione	Osservazioni
Quarzo (pag. 177)	R		diesaedrico, granulare		mancante	manc.	+	0,009		Talora estinzioni ondulate e leggera biassicità anomala, per azioni meccaniche.
Topazio (pag. 201)	III	{001} fac.	prismatico tozzo [001], aggr. bac. granulare	+	mancante	medio	+	0,009	*a* = α, *b* = β	
Enstatite (pag. 211)	III	{110} fac. {100}{010}	prismatico tozzo [001], granulare	+	mancante	medio	+	0,009	*a* = β, *b* = α	Gruppo dei pirosseni III. Struttura fibrosa parall. [001] e concr. con pirosseni Ì.
Ripidolite (pag. 247)	Ì	{001} perf.	lamellare {001}	—	⊥ *c* giallo-verdolino, = *c* incoloro	debole	+	0,009	*c* : γ vicino a 0°	Gruppo delle cloriti. Con lo stesso nome sono indicate anche altre varietà.
Gesso (pag. 260)	Ì	{010} perf. {$\bar{1}$11} {100}	tabulare {010}, aggr. fibrosi, granulari, lamell.	±	mancante	manc.	+	0,009	*b* = β, *c* : γ + 52°	
Bitownite (pag. 323)	IÌI	{001} fac. {010} fac. {110}{1$\bar{1}$0}	all. [100], tabulare {010}, granulare, microlitico		mancante	debole	—	0,009	est. su {001} — 18° est. su {010} — 31° est. ⊥ [100] + 38°	Gruppo dei feldispati IÌI. Geminazioni albite, periclino, albite-Carlsbad, albite-periclino.
Axinite (pag. 369)	IÌI	{010}{001}	cuneiforme, granulare		mancante, giallognolo	accentuato	—	0,009	α quasi ⊥ {111}	
Andalusite (pag. 202)	III	{110}	prismatico [001], granulare	—	α roseo, β e γ incoloro	medio	—	0,010	*a* = γ, *b* = β	Distribuzione del colore a chiazze. Frequent. incl. carboniose.
Thuringite (pag. 248)	Ì	{001} perf.	lamellare	—	⊥ *c* verdognolo, = *c* inc. o giallo-verdolino	medio	—	0,01	*c* = γ	Gruppo delle cloriti. Struttura oolitica a strati lamellari concentrici.
Celsiana (pag. 258)	Ì	{001} fac. {010} fac.	colonnare [001], » [100], tabulare {010}, granulare		mancante	debole	+	0,010	*b* = β, *a* : α — 62°	Gruppo dei feldispati Ì. Geminazione di Carlsbad e di Baveno.

Nome	Sistema di cristall.	Sfaldatura	Abito	Segno allungam.	Colore	Rilievo	Segno birifraz.	Birifrazione	Orientazione	Osservazioni
Cloritoide (pag. 261)	Ì	{001} fac.	lamellare {001}, lenticolare, granulare	—	α verde oliva, β azzurro, γ giallognolo	forte	+	0,010	*b* = α, *c*: γ 0°-21°	Geminazione lamellare frequentissima. Birifraz. fino a 0,016.
Margarite (pag. 263)	Ì	{001} fac.	lamellare {001}, aggr. lamellari	+	mancante	medio	—	0,010	*b* = γ, *c*: α 6°	Birifrazione fino a 0,015. Secondo alcuni *b* = β.
Albite (pag. 323)	IÌI	{001} fac. {010} fac. {110}{1̄10}	tabulare {010}, allung. [100], allung. [010], granulare		mancante	manc.	+	0,010	est. su {001} + 4° est. su {010} + 20° est. ⊥ [100] — 14° ½	Gruppo dei feldispati IÌI. Geminazioni albite, albite-Carlsbad, albite-periclino.
Antigorite (pag. 208)	III?	{100} fac.	lamellare	+	mancante	debole	—	0,011	*a* = α, *b* = β	Gruppo del serpentino. Colori d'interferenza bassi per sovrapposizione e compenso. Orient., secondo alcuni, diversa.
Clinocloro (pag. 245)	Ì	{001} perf.	lamellare {001}	—	mancante o ⊥ *c* verde, = *c* giallognolo	debole	+	0,011	*b* = β, *c*: γ 2°—8°	Gruppo delle cloriti. Geminazione lamell. frequente.
Rodonite (pag. 372)	IÌI	{110} fac. {1̄10} fac. {001}	granulare, laminare, aggr. granulari, fibrosi		mancante o α e γ rosso-giallastro chiaro, β roseo	forte	+ —	0,011	est. su {100} 32° ½ est. su {010} 10° ¾ est. su {001} 54° ½	Gruppo dei pirosseni. Tutte le proprietà ottiche variabilissime. Birifr. spesso dell'altezza di quella dell'augite.
Bronzite (pag. 212)	III	{110} fac. {100}{010}	prismatico tozzo [001], granulare	+	mancante o α e β giallognolo, γ verdolino	accentuato	+ (—)	0,012	*a* = β, *b* = α	Gruppo dei pirosseni III. Struttura fibrosa parall. [001] e concr. con pirosseni Ì.
Mullite (pag. 223)	III	{010}	aciculare	+	mancante	medio	+	0,012	*a* = α, *b* = β	

Nome	Sistema di cristall.	Sfaldatura	Abito	Segno allungam.	Colore	Rilievo	Segno birifraz.	Birifrazione	Orientazione	Osservazioni
Cianite (pag. 370)	IÌI	{100} fac. {010}{001}	colonnare [001], aggregati fascicolati	+	mancante o α incoloro, β azzurro-violaceo, γ azzurro-cobalto	forte	—	0,012	α quasi ⊥ {100}, *c*: γ 30° circa	Birifrazione anche più alta fino a 0,016.
Dipiro (pag. 160)	II	{100} fac. {110}	prismatico, bacillare, granuli	—	mancante	manc.	—	0,013		Gruppo della scapolite.
Staurolite (pag. 206)	III	{010}	prismatico tozzo [001]	+	α e β giallo chiaro, γ giallo rossastro	forte	+	0,013	*a* = β, *b* = α	Geminazione incrociata frequente.
Crisotile (pag. 208)	III?	{110}?	fibroso	+	mancante	manc.	+	0,013	*a* = β, *b* = α	Gruppo del serpentino.
Iperstene (pag. 212)	III	{110} fac. {100}{010}	prismatico tozzo [001], granulare	+	α bruno-rossastro, β giallo-rossastro, γ verde-grigio	accentuato	—	0,013	*a* = β, *b* = α	Gruppo dei pirosseni III. Struttura fibrosa parall. [001] e concr. con piross. Ì. Inclusioni microlit. opache.
Natrolite (pag. 217)	III	{110}	aggr. fibrosi o fibroso-raggiati, pseudomorf.	+	mancante	negativo	+	0,013	*a* = α, *b* = β	Molto raramente allung. parall. a *b* e quindi ±.
Mosandrite e Johnstrupite (pag. 303)	Ì	{100}	tab. {100}, ed allung. [001]	—	mancante o giallognolo	medio	+	0,013	*b* = β, *c*: *a* 3°	Geminazione {100} lamellare frequente.
Anortite (pag. 323)	IÌI	{001} fac. {010} fac. {110}{1$\bar{1}$0}	isodiametrico, granuli		mancante	debole	—	0,013	est. su {001} — 40° est. su {010} — 37° ½ est. ⊥ [001] + 45°	Gruppo dei feldispati IÌI. Geminazioni albite, periclino, albite-Carlsbad, albite-periclino.
Mizzonite (pag. 160)	II	{100} fac. {110}	prismatico, bacillare, granuli	—	mancante	debole	—	0,015		Gruppo della scapolite.
Wollastonite (pag. 264)	Ì	{100} fac. {001}{$\bar{1}$01} {102}	allung. [010], aggr. a ventaglio, raggiati	±	mancante	medio	—	0,015	*b* = β, *c*: α — 32° ¼	Geminazione {100}.

Nome	Sistema di cristall.	Sfaldatura	Abito	Segno allungam.	Colore	Rilievo	Segno birifraz.	Birifrazione	Orientazione	Osservazioni
Rinkite (pag. 304)	Ì	{100} fac.	prim. tozzo [001], tab. [100]	±	mancante, giallognolo	accentuato	+	0,016	$b = \alpha$, $c : \beta$ 7°	Geminazione {100} lamellare frequente.
Monticellite (pag. 233)	III		colonn. tozzo [001], granulare		mancante	accentuato	—	0,018	$a = \gamma$, $b = \alpha$	Gruppo dell'olivina. Talora come orlo attorno all'olivina.
Glaucofane (pag. 287)	Ì	{110} fac.	prismatico [001], fibroso, aggr. fibrosi	+	α inc., giallo-verdolino chiaro, β violaceo γ azzurro	medio	—	0,018	$b = \beta$, $c : \gamma + 4° + 8°$	Gruppo degli anfiboli Ì. Talora birifr. più elevata, fino a 0,024.
Brucite (pag. 182)	R	{0001} perf.	lamellare {0001}, fibroso	—	mancante, verdolino	debole	+	0,019		Colori d'interferenza anomali, bruni. Talora biassicità anomala.
Lawsonite (pag. 221)	III	{010} fac. {001}{110}	tabulare {001}	—	mancante	accentuato	+	0,019	$a = \alpha$, $b = \beta$	Frequente geminaz. {110} polisintetica.
Hedenbergite (pag. 267)	Ì	{110} fac. {100}{010}	colonnare [001], granulare		mancante, verdolino	forte	+	0,019	$b = \beta$, $c : \gamma + 47°$	Gruppo dei pirosseni Ì. Geminazione {100}.
Orneblenda comune (pag. 283)	Ì	{110} fac.	colonnare [001], aciculare, granulare	+	α giallognolo, β verde, γ verde intenso	accentuato	—	0,019	$b = \beta$, $c : \gamma + 20°$	Gruppo degli anfiboli Ì. Birifrazione talora più elevata (0,026). $c : \gamma$ poco minore, o fino a 33°. Geminazione {100}.
Pargasite (pag. 286)	come per l'orneblenda comune						+	come per l'orneblenda comune		Gruppo degli anfiboli Ì.
Alunite (pag. 183)	R	{0001} fac.	tabulare {0001}, romboedrico, aggr. granulari o fibrosi	—	mancante	debole	+	0,020		
Sillimanite (pag. 222)	III	{010} fac.	aciculare [001], aggr. aciculari	+	mancante	accent.	+	0,020	$a = \alpha$, $b = \beta$	

Nome	Sistema di cristall.	Sfaldatura	Abito	Segno allungam.	Colore	Rilievo	Segno birifraz.	Birifrazione	Orientazione	Osservazioni
Antofillite e Gedrite (pag. 219)	III	{110} fac. {010}{100}	prismatico [001], aggr. fascicolari o raggiati	+	mancante od α e β incoloro, giallino, γ bruniccio	medio	+ —	0,021	$a = \alpha$, $b = \beta$	Gruppo degli anfiboli III. Birifraz. variabile fra 0,017 e 0,024.
Pigeonite (pag. 270)	Ì	{110} fac. {001}	colonnare [001]		mancante, giallognolo	accentuato	+	0,021	$b = \beta$, $c : \gamma$ $+ 30^{\circ} + 44^{\circ}$	Gruppo dei pirosseni Ì. Frequente geminazione lamellare {001}, più di rado {100}. Talora $b = \alpha$.
Barkewikite (pag. 286)	Ì	{110} fac.	prismatico [001]	+	α giallo-bruniccio chiaro, β bruno-rossastro, γ bruno scuro	accentuato	—	0,021	$b = \beta$, $c : \gamma + 14^{\circ}$	Gruppo degli anfiboli Ì.
Arfvedsonite (pag. 289)	Ì	{110} fac. {100}	prismatico [001], granulare, lamellare, aggregati	—	α azzurro scuro, β azzurro, γ giallo-verdognolo	accentuato	— ?	0,021 ?	$b = \beta$, $c : \alpha - 10^{\circ}$ $- 18^{\circ}$	Gruppo degli anfiboli Ì. Spesso concresciuta con egirinaugite o con egirina. Birifrazione secondo alcuni molto più bassa.
Dumortierite (pag. 224)	III	{100} fac.	aciculare [001]	—	α azzurro, β e γ incoloro o giallognolo	accentuato	—	0,022	$a = \gamma$, $b = \beta$	Birifrazione variabile fra 0,011 e 0,027. Geminati {210}.
Carfolite (pag. 222)	III	{010} fac.	bacillare o fibroso sec. [001], aggr. parall. o ragg.	+	mancante od α e β giallo, giallo-verde, γ incoloro	medio	—	0,022	$a = \beta$, $b = \alpha$	
Idromagnesite (pag. 150)	Ì	{010} fac.	tab. {100} all. [001], aciculare, aggr. fascicolati, sferoidali		mancante	manc.	+	0,022	$b = \gamma$, $c : \beta - 43^{\circ}$	
Ortite (pag. 301)	Ì	{001}	allungato [010], allungato [001], tab. {100}, granul.	±	α giallo, β castagno, γ bruno scuro	forte	— ?	0,024	$b = \beta$, $c : \alpha - 36^{\circ}$	Gruppo dell'epidoto. Rifrazione variabile fino 1,5. Birifrazione variabile fra 0 e 0,032. Talora $b = \gamma$; $c : \alpha$ fino — 47°.
Cancrinite (pag. 184)	VI	{10$\bar{1}$0} fac. {0001}	prismatico	—	mancante	manc.	—	0,025		Birifr. anche molto più bassa (0,009) o più alta (0,029).

Nome	Sistema di cristall.	Sfaldatura	Abito	Segno allungam.	Colore	Rilievo	Segno birifraz.	Birifrazione	Orientazione	Osservazioni
Augite (pag. 270)	Ì	{110} fac. {100}{010}	colonnare [001], granulare		mancante, giallognolo, verdolino, violaceo con α giallognolo, β violaceo, γ giall. o violaceo	forte	+	0,025	$b = \beta$, $c: \gamma + 40^\circ + 54^\circ$	Gruppo dei pirosseni Ì. Geminati {100}. Struttura zonata; struttura a clessidra nelle augiti basaltiche. In queste est. non nette.
Crocidolite (pag. 290)	Ì	{110}	aciculare [001]	—	α azzurro, β violaceo, γ giallognolo o verdolino	accentuato	+	0,025	$b = \beta$, $c: \alpha\ 18^\circ\text{-}20^\circ$	Gruppo degli anfiboli Ì.
Glauconite (pag. 375)	Ì ?	{001} fac.	lamellare, globulare, terrosa	+	α verde-azzurro scuro, β e γ giallo chiaro	medio	—	0,025	$c: \alpha\ 3^\circ$ circa	Birifrazione variabile fra 0,018 e 0,032.
Tremolite (pag. 279)	Ì	{110} fac.	prismatico [001], aciculare, aggr. fascicolati, fibrosi	+	mancante	medio	—	0,026	$b = \beta$, $c: \gamma + 10^\circ + 20^\circ$	Gruppo degli anfiboli Ì. Geminazione {100}. Birifraz. fra 0,023 e 0,033.
Actinoto (pag. 279)	come per la tremolite				α e β incoloro o giallino, γ verde	come per la tremolite				
Wöhlerite (pag. 293)	Ì	{010}	tabulare {100}		mancante o α e β incoloro, giallino, γ giallo chiaro	forte	—	0,026	$b = \gamma$, $c: \alpha - 43^\circ - 45^\circ$	Geminazione {100} spesso polisintetica.
Thomsonite (pag. 225)	III	{010} fac. {100} fac.	lamellare allungato [001]	±	mancante	manc.	+	0,028	$a = \alpha$, $b = \gamma$	
Leverrierite (pag. 307)	Ì	{001} perf.	lamellare	+	mancante o α incoloro, β bruno scuro, γ bruno chiaro	debole	—	0,028	$\alpha \perp \{001\}$	Birifrazione assai variabile.
Lepidolite (pag. 307)	Ì	{001} perf.	lamellare {001}, aggr. a rosetta	+	mancante	debole	—	0,028	$b = \gamma$, $c: \alpha\ 0^\circ\text{-}4^\circ$	Gruppo delle miche. Talvolta $b = \beta$. Birifr. fino a 0,045.

Nome	Sistema di cristall.	Sfaldatura	Abito	Segno allungam.	Colore	Rilievo	Segno birifraz.	Birifrazione	Orientazione	Osservazioni
Viridina (pag. 204)	III	{110}	granulare		α giallo chiaro, β verde-erba, γ giallo scuro	accentuato	+	0,029	*a* = α, *b* = β	È un'andalusite manganesifera, ferrifera e titanifera.
Diopside (pag. 267)	Ì	{110} fac. {100}{010}	colonnare [001], granulare		mancante, verdolino	medio accent.	+	0,029	*b* = β, *c*: γ+37°+44°	Gruppo dei pirosseni Ì. Geminazione {100}.
Diallagio (pag. 269)	Ì	{100} fac. {110} fac.	come per il diopside							Gruppo dei pirosseni Ì. Inclusioni opache in {100}. Frequente concrescimento con piross. III.
Giadeite (pag. 277)	Ì	{110} fac. {100}	aggr. granulari, bacillari, fibrosi, lamellari		mancante od α e β verde, verde-giallognolo, γ giallo, verde-azzurro	medio	+	0,029	*b* = β, *c*: γ 33° ½	Gruppo dei pirosseni Ì.
Rosenbuschite (pag. 291)	Ì	{001} fac. {100}	aciculare [010], aggr. divergenti	—	mancante, giallognolo	accentuato	+	0,029	*b* = α, *c*: γ—12°—14°	
Brugnatellite (pag. 183)	R	{0001} perf.	tabulare {0001}		mancante od ω giallo-roseo, ε incoloro	manc.	—	0,030		
Låvenite (pag. 292)	Ì	{100}	allungato [001], tabulare {100}, granulare	—	mancante o α giallo chiaro, β giallo-verdolino, γ aranciato, bruno	forte	—	0,03	*b* = β, *c*: α — 20°	Geminazione {100} anche lamellare.
Zinnwaldite (pag. 310)	Ì	{001} perf.	lamellare {001}	+	mancante o α inc., giallogn., β e γ bruno	debole	—	0,030	*b* = β, *c*: α 0°-4°	Gruppo delle miche.
Wernerite (pag. 160)	II	{100} fac. {110}	prismatico, bacillare, granulare	—	mancante	debole	—	0,031		Gruppo della scapolite.
Orneblenda basaltica (pag. 283)	Ì	{110} fac.	prismatico [001]	+	α giallo chiaro, verdolino, β marrone, γ marrone scuro	accentuato, forte	—	0,031	*b* = β, *c*: γ 0° + 10°	Gruppo degli anfiboli Ì. Geminazione {100}. Per la birifr. si hanno anche valori più alti, fino a 0,072, e così per la rifr. (1,7).

Nome	Sistema di cristall.	Sfaldatura	Abito	Segno allungam.	Colore	Rilievo	Segno birifraz.	Birifrazione	Orientazione	Osservazioni
Catoforite (pag. 286)	come per l'orneblenda				α giallo-rossastro, β rosso-bruno, γ giallo-verdolino	come per l'orneblenda			$b = \beta$, $c: \gamma + 30^{\circ}$ $+ 60^{\circ}$	Gruppo degli anfiboli Ì.
Condrodite (pag. 293)	Ì	{001}	granulare		manc. o α giallo, β e γ quasi incoloro	medio	+	0,032	$b = \gamma$, $a: \alpha$ 25°-30°	Gruppo delle humiti Ì. Geminati {001} lamell., {105}, {305}.
Clinohumite (pag. 293)	come per la condrodite								$b = \gamma$, $a: \alpha$ 7°-15°	Gruppo delle humiti Ì. Geminati {001} lamell., {103}, {$\bar{1}$03}.
Tormalina (pag. 185)	R		prismatico	—	vario con $\omega > \varepsilon$	medio	—	0,033		Rifrazione variabile e quindi talora rilievo accentuato. Birifrazione fra 0,018 e 0,046.
Prehnite (pag. 226)	III	{001} fac.	tabulare {001}, aggr. a ventaglio, a rosetta	—	mancante	medio	+	0,033	$a = \alpha$, $b = \beta$	Anomalie ottiche frequenti.
Titanolivina (pag. 295)	Ì		granulare		α aranciato, β e γ giallo o giallo-verdolino chiaro	accentuato	+	0,033	$b = \gamma$	Gruppo delle humiti Ì. Geminazione. Concr. con olivina.
Humite (pag. 227)	III	{001}	granulare		mancante o α giallo-oro, β e γ inc. o giallognolo	medio	+	0,035	$a = \alpha$, $b = \gamma$	Gruppo delle humiti. Geminazioni {107}, {307}.
Forsterite (pag. 229)	III	{010} {001}	prismatico tozzo [001]		mancante	accentuato	+	0,035	$a = \gamma$, $b = \alpha$	Gruppo dell'olivina.
Olivina (pag. 229)	come per la forsterite						+(—)	0,036	come per la forsterite	
Grünerite (pag. 281)	Ì	{110} fac.	prismatico [001], aggr. lamellari raggiati	+	α inc., verdolino, β inc., verde-bruniccio, γ verdolino, inc. $\alpha = \beta < \gamma$ o $\alpha < \beta > \gamma$	accentuato	—(+)	0,036	$b = \beta$, $c: \gamma + 10^{\circ}$ $+ 19^{\circ}\frac{1}{2}$	Gruppo degli anfiboli Ì. Geminazione lamellare {100} molto fine. Variazione di birifr. fra 0,027 e 0,045.

Nome	Sistema di cristall.	Sfaldatura	Abito	Segno allungam.	Colore	Rilievo	Segno birifraz.	Birifra-zione	Orientazione	Osservazioni
Lazulite (pag. 296)	Ì		bipiramidato, granuli, aggr. granulari		α inc., β e γ celeste	medio	—	0,036	$b = \beta$, $c: \alpha - 9^{\circ}$	Geminati {100}.
Catapleite (pag. 187)	Ps. VI Ì	{10$\bar{1}$0} fac.	tabulare {0001}		mancante, giallognolo	debole	+	0,037	$c: \gamma$ piccolo	Aggregati di lamelle trigeminate o più complessi. Orientazione variabile.
Egirinaugite (pag. 275)	Ì	{110} fac. {010}	colonnare tozzo, appiattito sec. {100}		α verde-erba, β verde chiaro, γ giallognolo o bruniccio	molto forte	— (+)	0,037	$b = \beta$, $c: \gamma + 55^{\circ}$ $+ 85^{\circ}$	Gruppo dei pirosseni Ì. Struttura zonata. Geminazione {100}. Concr. con augite ed egirina. Talora rifr. e birifr. più basse.
Pectolite (pag. 266)	Ì	{100} fac. {001} fac.	allung. [010], aggr. raggiati	+	mancante	medio	+	0,038	$b = \gamma$, c quasi $\perp \alpha$	
Meionite (pag. 160)	II	{100} fac. {110}	prismatico, granulare	—	mancante	debole	—	0,039 (teor.)		Gruppo della scapolite.
Jalosiderite (pag. 229)	III	{010} {001}	prismatico tozzo [001]		mancante	forte	—	0,041	$a = \gamma$, $b = \alpha$	Gruppo dell'olivina.
Muscovite (pag. 306)	Ì	{001} perf.	lamellare {001}, aggr. lamellari	+	mancante	debole	—	0,041	$b = \gamma$, $c: \alpha\ ½^{\circ}$-2°	Gruppo delle miche. Concr. con altre miche. Birifr. variabile fra 0,036 e 0,049. Nella paragonite 0,030.
Fuchsite (pag. 307)	come per la muscovite				α e γ verde-azzurrognolo, β verde-giallognolo	come per la muscovite				
Biotite e Lepidomelano (pag. 308)	come per la muscovite				α giallino o verdolino, β e γ bruno o verde scuro	come per la muscovite			$b = \beta$, α quasi $\perp$ {001}	Gruppo delle miche. Concr. con muscovite. Birifr. variabile fra 0,33 e 0,59.
Anomite (pag. 310)	come per la biotite								$b = \gamma$, α quasi $\perp$ {001}	Come per la biotite.

Nome	Sistema di cristall.	Sfaldatura	Abito	Segno allungam.	Colore	Rilievo	Segno birifraz.	Birifrazione	Orientazione	Osservazioni
Flogopite (pag. 310)	come per la biotite				mancante o debole, con $\alpha < \beta < \gamma$	come per la biotite				Gruppo delle miche. Birifr. fra 0,033 e 0,044. c: α fino a 7°.
Anidrite (pag. 234)	III	{001} fac. {010} fac. {100} fac.	granulare, fibroso		mancante	debole	+	0,044	$a = \gamma$, $b = \beta$	Geminaz. lamellare {101}.
Diasporo (pag. 235)	III	{010} fac.	lenticolare, bacillare [001], tabulare {010}	—	mancante, bruniccio	forte	+	0,048	$a = \gamma$, $b = \beta$	
Monazite (pag. 311)	Ì	{010} fac. {001}	tabulare {100}, allung. [010], granulare	—	mancante, giallino	fortissimo	+	0,049	$b = \alpha$, c: $\gamma + 2° + 6° \frac{1}{2}$	Geminati {100}.
Iddingsite (pag. 231)	III	{100} perf.	lamellare {100} fibroso		α giallo-bruno, verde-giallo, β e γ giallognolo, verdognolo	forte	— (+)	0,05	$a = \alpha$, $b = \beta$	Pseudomorfico di olivina.
Fayalite (pag. 229)	III	{010} {001}	prismatico tozzo [001]		mancante, verdolino	fortissimo	—	0,050	$a = \gamma$, $b = \alpha$	Gruppo dell'olivina. Talora birifr. più bassa (0,042).
Talco (pag. 236)	III ?	{001} perf.	lamellare {001}, aggr. a rosetta	+	mancante	debole	—	0,050	$a = \beta$, $b = \gamma$	Talora birifr. minore, fino a 0,035.
Egirina (pag. 276)	Ì	{110} fac. {010}	allungato [001], aggr. bacillari	—	α verde intenso, β verde chiaro, γ giallo	molto forte	—	0,050	$b = \beta$, c: $\gamma + 90° + 98°$	Gruppo dei pirosseni Ì. Strutt. zonata. Nell'acmite α bruno, β giallo, γ giallo-bruniccio.
Pistacite (pag. 297)	Ì	{001} fac. {100}	colonnare [010], aggr. bacillari e granulari	±	α incoloro, β giallo-verdolino, γ giallo-citrino	molto forte	—	0,051	$b = \beta$, c: $\alpha - 5°$	Gruppo dell'epidoto. Geminazione {100}. Concrescimenti con altri epidoti. Birifr. e c: γ variabili con il ferro.

Segue TABELLA III. – **Minerali birifrangenti** [14]

Nome	Sistema di cristall.	Sfaldatura	Abito	Segno allungam.	Colore	Rilievo	Segno birifraz.	Birifrazione	Orientazione	Osservazioni
Astrofillite (pag. 237)	III	{100} perf.	tab. {100} allung. sec. [001] o [010], aggr. stellati		α aranciato scuro, β giallo-citrino, γ aranciato	accentuato	+	0,055	$a = \alpha$, $b = \gamma$	
Zircone (pag. 163)	II		prismatico bipiramidato	+	mancante	fortissimo	+	0,059		Birifrazione variabile fra 0,044 e 0,062.
Piemontite (pag. 302)	Ì	{001} fac. {100}	colonnare [010], aggr. bacillari	±	α giallo, aranciato, β viola, roseo, γ rosso-sangue	molto forte	+	0,061	$b = \beta$, $c : \alpha - 5^\circ - 7^\circ$	Gruppo dell' epidoto. Geminazione {100}. Concrescimenti con pistacite. Talora birifr. un po' più bassa.
Idrargillite (pag. 312)	Ì	{001} perf.	lamellare {001}, aggr. sferulitici	—	mancante	debole	+	0,069	$b = \beta$, $c : \gamma - 21^\circ$	Secondo altri dati, birifr. intorno a 0,02.
Anatasia (pag. 164)	II	{111} fac. {001} fac.	bipiramidato acuto, tab. {001}		vario, pleocr. deb. $\omega > \varepsilon$	estr. forte	—	0,073		Biassicità anomala. Struttura lamellare.
Xenotima (pag. 165)	II	{110} fac.	prismatico, bipiramidato, granul.	+	mancante, giallognolo	fortissimo	+	0,095		
Cassiterite (pag. 165)	II		bipiramidato, granulare		giallognolo, bruno, rossastro	estr. forte	+	0,096		
Titanite (pag. 313)	Ì	{110}	cuneiforme, granulare		mancante, giallognolo con $\alpha < \beta < \gamma$	fortissimo	+	0,127	$b = \beta$, $c : \gamma + 51^\circ$	Geminazione {100}. Birifrazione variabile fra 0,083 e 0,140.
Aragonite (pag. 238)	III		aggreg. bacillari, granulare		mancante	accentuato	—	0,156	$a = \beta$, $b = \gamma$	
Brookite (pag. 239)	III		tabulare {100}		giallognolo, rossiccio, brunastro	estr. forte	+	0,158	$a = \gamma$, $b = \alpha$ rosso; $a = \gamma$, $b = \beta$ azzurro	

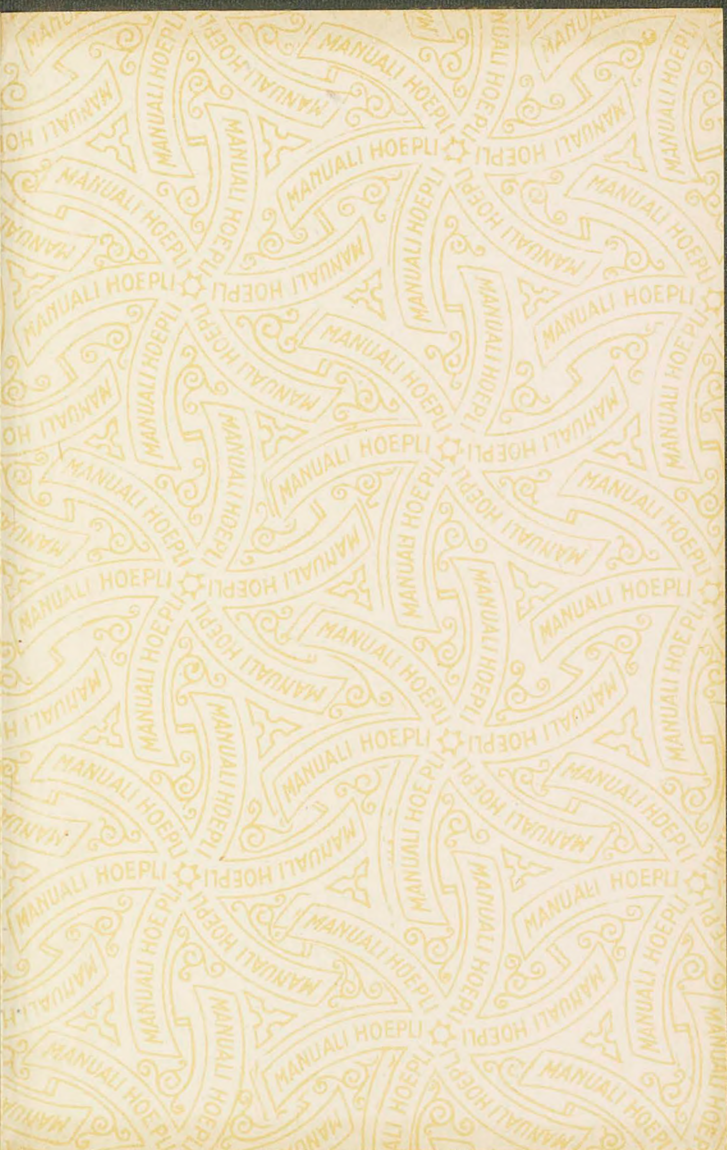
Segue TABELLA III. – **Minerali birifrangenti** [15]

Nome	Sistema di cristall.	Sfaldatura	Abito	Segno allungam.	Colore	Rilievo	Segno birifraz.	Birifrazione	Orientazione	Osservazioni
Calcite (pag. 188)	R	$\{10\bar{1}1\}$ perf.	granulare, aggr. lamellari o fibrosi		mancante	debole	—	0,172		Geminazione $\{01\bar{1}2\}$ lamellare.
Dolomite (pag. 190)	R	$\{10\bar{1}1\}$ fac.	romboedrico, granulare		mancante	medio	—	0,179		Geminazione $\{02\bar{2}1\}$ lamellare, rara.
Magnesite (pag. 191)	R	$\{10\bar{1}1\}$ fac.	granulare, aggreg. bacillari o fibrosi		mancante	medio	—	0,202		
Siderose (pag. 193)	R	$\{10\bar{1}1\}$ fac.	granulare, raggiato, oolitico		mancante	accentuato	—	0,239		
Rutilo (pag. 166)	II	$\{110\}$ fac. $\{100\}$	aciculare	+	giallo, giallo-rosso, pleocr. deb. $\varepsilon > \omega$	estr. forte	+	0,287		Geminazione $\{101\}$, $\{301\}$; associazioni reticolate.

"L'ARTE DELLA STAMPA" FIRENZE

L I


MANUALI HOEPLI


MANUALI HOEPLI

